



Escola de Camins

Escola Tècnica Superior d'Enginyeria de Camins, Canals i Ports

UPC BARCELONATECH

PROJECTE O TESINA D'ESPECIALITAT

Títol

Estudio de la Dinámica Fluvial, Transporte de Sedimentos y Estabilidad del Río Blanco, Provincia de Salta (Argentina).

Autor/a

Ibon Lamariano Garagarza

Tutor/a

Allen Bateman Pinzón

Departament

Enginyeria Hidràulica, Marítima i Ambiental

Intensificació

Enginyeria Hidràulica

Data

12 de octubre del 2012



MEMORIA

ESTUDIO DE LA DINÁMICA FLUVIAL, TRANSPORTE DE SEDIMENTOS Y ESTABILIDAD DEL RÍO BLANCO

AGOSTO 2012

**ESCOLA TECNICA SUPERIOR D'ENGINYERS DE CAMINS,
CANALS I PORTS DE BARCELONA (ETSECCPB)**

UNIVERSIDAD POLITECNICA DE CATALUNYA (UPC)

AUTOR: IBON LAMARIANO GARAGARZA

TUTOR: ALLEN BATEMAN PINZÓN

ÍNDICE

ÍNDICE	3
RELACION DE CONTENIDOS	6
TABLAS	6
FIGURAS	7
INTRODUCCIÓN	9
OBJETIVOS	11
DESCRIPCIÓN DE LA PROBLEMÁTICA	12
Descripción de la problemática	12
Caracterización de la cuenca Blanco	13
Acciones antrópicas importantes en el último siglo	16
Desvío del río Iruya del Blanco al Pescado.	16
Desvío del río Zenta al río Blanco	17
Viaducto de la Ruta 50 sobre el río Blanco.	18
Captación de las aguas del río Pescado y del río Blanco por parte de Tabacal	20
Actividad de las empresas extractoras de áridos en el río Blanco	21
EL ESTADO DEL ARTE	25
Clasificación Geomorfológica de los Ríos	25
Tipologías morfológicas de los cursos fluviales	25
Variables de la hidráulica en la morfología de ríos	26
Clasificaciones clásicas	28

Clasificaciones modernas	34
Intensidad de trenzado	39
Granulometría	43
Regionalización de la cuenca	45
Métodos de Resistencia al Flujo para cálculo de caudales.	48
Método de Manning y Stickler	48
Método de Cruickshank y Maza	49
Método de Einstein y Barbarrosa	51
Método de Engelund y Hansen	53
Método de Van Rijn	55
Métodos de Teoría del Régimen para cálculo de caudales.	58
Transporte de sedimentos	59
Caudal Solido	59
Inicio del movimiento	60
Calculo de capacidad de transporte.	62
Estabilidad de una sección.	65
Balanza de Lane	65
Estrechamiento de una sección.	66
CÁLCULOS REALIZADOS	67
Topografía del canal	67
Secciones transversales	68
Sección longitudinal	72
Granulometría del lecho	75
Fracción gruesa	75
Fracción fina	76
Matriz	76
Estimación de caudales de diseño	79

Por regionalización de la cuenca _____	79
Por métodos de resistencia al flujo _____	83
Determinación del caudal líquido _____	86
Clasificación del río _____	87
Transporte de sedimentos _____	88
Estabilidad del canal _____	90
Balanza de Lane _____	90
Estabilidad por Teoría del Régimen _____	90
Estrechamiento de la sección _____	91
CONCLUSIONES _____	93
BIBLIOGRAFÍA _____	97
ANEXOS _____	98

RELACION DE CONTENIDOS

TABLAS

Tabla 1: Datos de extracción de áridos en el río Blanco, en metros cúbicos.	22
Tabla 2: Límites de morfología fluvial según Bridge (1993).....	27
Tabla 3: Clasificación morfológica de los ríos de Leopold y Wolman.	30
Tabla 4: Clasificación de los cauces aluviales según su estabilidad, por Schumm (1977).....	33
Tabla 5: Resumen del criterio utilizado para la clasificación de Rosgen. S estable, E erosivo y D con sedimentación.	38
Tabla 6: Posibles índices de trenzado o grado de trenzamiento según Bridge (1993).....	40
Tabla 7: Valores de σ_N , \bar{y}_N según la distribución de Gumbel.....	46
Tabla 8: Valores de $N\alpha Qm$ en función de ϕ	47
Tabla 9: Modelos de estimación de capacidad de transporte de fondo.....	64
Tabla 10: Procedimiento de cálculo de diferencia de cotas.	69
Tabla 12: Pendiente de las secciones.....	74
Tabla 13: Distribución de Frecuencias Relativas de la fracción gruesa.	75
Tabla 14: Distribución de Frecuencias Acumuladas de la fracción gruesa.	76
Tabla 15: Descripción de la distribución granulométrica.	78
Tabla 16: Estadísticos de la distribución.	78
Tabla 17: Descripción de las cuencas usadas en la regionalización de la cuenca Blanco.	80
Tabla 18: Resultados del estudio de la regionalización de la cuenca Blanco.....	82
Tabla 19: Valores de los anchos (m) reales a cauce lleno.....	84
Tabla 20: Valores de n de Manning con los que se ha iterado	85
Tabla 21: Valores de caudal con los que se ha iterado.	85
Tabla 22: Variables necesarios para evaluar la clasificación del río.	87
Tabla 23: Caudal sólido unitario y total transportable en cada sección.	89
Tabla 24: Caudales según la teoría del régimen de Parker.	91

FIGURAS

Figura 1: Zona erosionada por lo eventos de los últimos 10 años	13
Figura 2: Cuenca Blanco en la actualidad.	14
Figura 3: Pendientes en la cuenca Blanco.	14
Figura 4: Características morfológicas de la cuenca Blanco.....	15
Figura 5: Subcuenca del río Iruya (azul) y cuenca del río Blanco (amarillo).....	17
Figura 6: Trazado del antiguo cauce del Zenta.	18
Figura 7: Perspectiva del viaducto de la ruta 50 sobre el río Blanco.	19
Figura 8: Sección del puente sobre la Ruta 50. [$E_x/E_y=10$; $E_z/E_y=10$].	19
Figura 9: Imagen satelital del talud construido para la captación.	21
Figura 10: Mosaico a partir de fotografías aéreas.	23
Figura 11: Situación y tamaño de la plataforma creada por Monterrubio.	24
Figura 12: Distinción entre ríos trenzados y sinuosos de Leopold y Wolman (Mangelsdorf, 1990).....	29
Figura 13: Desarrollo de diferentes morfologías fluviales en los estudios sobre modelos de Schumm y Khan. Schumm (1977).	31
Figura 14: Tipos de cauces fluviales según Schum (1977).	32
Figura 15: Clasificación morfológica de Rust (1978).....	34
Figura 16: Clasificación de las plantas fluviales según Brice en 1975, Thorne (1997).....	35
Figura 17: Clasificación de las plantas fluviales según Brice en 1975, Thorne (1997).....	36
Figura 18: .Diagrama para obtener las claves de clasificación de ríos según el método de Rosgen.	37
Figura 19: Vistas longitudinal, transversal y en planta de las claves de Rosgen.....	37
Figura 20: Clasificación de Downs de las morfologías cambiantes, Thorne (1997).	39
Figura 21: Diagrama de las variables para el cálculo de la sinuosidad (P). Friend (1993).....	41
Figura 22: Diagrama con las variables de algunos índices de trenzado según Friend y Sinha (1993).....	41

Figura 23: Diagrama generalizado para el rango de variación de la sinuosidad (P) y la ratio de trenzado (RT) observado en ríos. Friend y Sinha (1993).	42
Figura 24: Evaluación de la sinuosidad con la pendiente del cauce, por Schumm y Khan en 1973. Schumm (1977).	43
Figura 25: Diagrama para obtener la resistencia al flujo en cauces arenosos, según Cruickshank y Maza.	50
Figura 26: Determinación de x partir de D_{65}/δ' .	52
Figura 27: Determinación de U/U''^* a partir de ψ' .	52
Figura 28: Diagrama ilustrativo del método iterativo de Einstein y Barbarrosa.	53
Figura 29: Relación entre Θ y Θ' y régimen de flujo dependiente de Θ .	54
Figura 30: Clasificación del flujo en función de la velocidad media y la velocidad de fricción asociado a las partículas.	55
Figura 31: Diagrama de iteración del método de Engeldun y Hansen.	55
Figura 32: Clasificación de las formas de fondo según Van Rijn.	56
Figura 33: Diagrama modificado de Shields.	57
Figura 34: Ecuaciones de Parker para cauces estables.	59
Figura 35: Ábaco de Shield para determinar movimiento.	61
Figura 36: Ábaco de Shield mejorado.	62
Figura 37: Capacidad y Disponibilidad en función del diámetro de material.	63
Figura 38: Analogía de la balanza de Lane.	65
Figura 39: Comportamiento e un cauce estrechado.	66
Figura 40: Imagen satelital de la zona de estudio del río Blanco con las secciones de estudio marcadas.	67
Figura 41: Situación sobre el mapa de todos los puntos cuya posición y altura fue medida.	71
Figura 42: Gráfica del perfil longitudinal.	73
Figura 43: Ubicaciones sobre imagen satelital de las estaciones de registro.	80
Figura 44: Capacidad de arrastre de cada sección.	89
Figura 45: Creación de nueva rama por falta de capacidad de evacuación.	92

INTRODUCCIÓN

Desde los tiempos prehistóricos, los ríos han jugado un papel muy importante en los asentamientos humanos, principalmente por su función de proveedor de agua dulce. La historia nos recuerda que las primeras civilizaciones o asentamientos permanentes se establecieron a lo largo del curso fluvial de ríos como el Tigris, en Oriente medio, o el Nilo al norte de África. De esta forma, se aseguraba un suministro continuo de agua para regadíos y consumo, ayudando al desarrollo de la agricultura posibilitando la sobreproducción y fomentando la economía del intercambio, no muy diferente a como que conocemos hoy.

No obstante, los ríos son cuerpos dinámicos, no estables, por lo que sus características, tanto hidráulicas como geométricas, varían con el tiempo, debido a una infinidad de variables de carácter natural, como cambios climáticos, o por causas antrópicas.

En su lucha del hombre por controlar el medio a favor de una estabilidad necesaria para el progreso, el estudio de las dinámicas de los cursos fluviales ha adquirido cada vez mayor importancia, a medida que se han ido mejorando las herramientas disponibles. Fueron los griegos, como ocurrió con muchas de las ramas de la ciencia, los que comenzaron a aplicar el método científico para conocer las causas de los fenómenos naturales. No hay que olvidar que olvidar que Arquímedes fue el padre de la rama de la hidráulica que hoy en día conocemos como hidrostática.

Los romanos fueron un paso más allá, aplicando el conocimiento para provecho de la sociedad, desarrollando una ingeniería hidráulica nunca antes vista. De esta forma pudieron controlar, en mayor o menor medida, el suministro de agua dulce tanto para la agricultura como para consumo, facilitando la estabilidad necesaria para el progreso.

Se podría decir que con la aportación de Antoine de Chezy, en 1769, comienza la hidráulica moderna tal y como hoy la conocemos. La fórmula de Chezy fue la primera aportación a la hidráulica de canales que, relacionando características geométricas de las secciones, calculaba la velocidad de paso del fluido así como el caudal.

Actualmente, aunque con más de trescientos años de experiencia, la hidráulica sigue siendo una ciencia que se basa en la experimentación y la observación, ya que la gran cantidad de variables que participan en sus relaciones, dificulta la confección de una teoría que unifique las diferentes tipologías hidráulicas.

En este contexto, el presente estudio trata sobre la caracterización del Río Blanco, tanto de su morfología como de la dinámica fluvial y el transporte de sedimentos, con el objeto de conocer la sensibilidad de los mismos ante variaciones de los parámetros que lo gobiernan.

OBJETIVOS

El río objeto de estudio es el Río Blanco, siendo este el principal canal de evacuación de las aguas de lluvia de la cuenca del mismo nombre. Está situado en el noroeste de la provincia de Salta en Argentina. El Blanco muere en el Río Bermejo, a su paso por el Municipio San Ramón de la Nueva Orán, ciudad con más de sesenta mil habitantes.

La motivación principal para comenzar con el estudio del Río Blanco fue el conocimiento de unos procesos erosivos muy acelerados que comenzaron durante los tres meses de lluvias del 2006 en el margen derecho a unos cinco kilómetros aguas arriba de la desembocadura del río en el Bermejo y que desde entonces amenazan a los ocupantes de esas tierras.

Los ocupantes de esas tierras, un Pueblo Originario llamado Río Blanco Banda Sur, “Iguopeigenda”, expresaron la necesidad de un estudio del río con tal de prever la dinámica del mismo y para diseñar unas defensas de la orilla afectada de acuerdo a las posibilidades reales de la comunidad.

A este efecto y después de consultar la literatura existente sobre la cuenca Blanco y el río del mismo nombre, se convino que era imprescindible un desplazamiento a la zona afectada con tal de efectuar la toma de datos que mas tarde se utilizaran en los cálculos hidráulicos. A ese efecto, en octubre del 2011 comenzó una estadía de dos meses en San Ramón de la Nueva Orán en los que se llevaron a cabo los trabajos de campo con tal de conocer la topografía de la zona afectada, la granulometría del lecho, la opinión de los habitantes de la zona y en general todo aquello que podría revelar información de interés para el presente estudio.

DESCRIPCIÓN DE LA PROBLEMÁTICA

Descripción de la problemática

Tal como se ha aclarado en el apartado Objetivos, el estudio ha sido motivado por una serie de eventos que han tenido como resultado la erosión de la orilla derecha inmediatamente aguas debajo del puente de la Ruta 50 del río Blanco.

Como ya se verá de forma más detallada en el apartado dedicado al cálculo de caudales máximos por regionalización, la cuenca Blanco sufre un régimen de precipitación muy dispar a lo largo del año. Se puede separar claramente dos estaciones: la estación seca y la estación lluviosa. Con posibles variaciones temporales, la estación seca comienza en mayo y acaba entre octubre y noviembre. El resto del año las precipitaciones aumentan con pico de producción, generalmente en octubre. La diferencia de volumen entre el mes más seco al más lluvioso puede ser de del orden del 2500%. Con todo ello se puede vislumbrar el comportamiento cíclico del río en cuanto a su caudal se trata.

La época lluviosa de principios de 2006 resultó ser más intensa que las precedentes. No se tienen datos de pluviometría para contrastar los datos, pero los efectos sobre el río en su parte baja así lo denotan. Aunque no se tenga certeza de la variación del volumen de lluvia bruta caída ese año, se puede suponer que el evento de lluvia que provocó tales crecidas superaba al de los años anteriores en cuanto al periodo de retorno.

En la zona afectada un pueblo originario registrado como Río Blanco Banda Sur “Iguopeigenda” realiza su actividad económica principal, siendo esta el cultivo de frutales, hortalizas y otras actividades propias de productores. Cabe destacar que dicha comunidad no posee la titularidad de las tierras (en litigio en el momento de escribir este documento) pero si el usufructo de las mismas, dictado por un tribunal competente. Por tanto, los beneficiarios de este estudio son directamente los miembros pertenecientes a dicha comunidad.

En la Figura 1 se puede observar la orilla original de hace una década (en verde claro) y la orilla actual (negro). De la misma forma, el área rayado en magenta es el área que se estima ha sido erosionado por los eventos durante los últimos años, siendo el más significativo el del año 2006. Cabe destacar que desde el año 2008 la orilla no ha cedido más, por lo que la orilla en negro es la que existe desde dicho año.



Figura 1: Zona erosionada por lo eventos de los últimos 10 años

La situación de la orilla actual se ha supuesto a partir una imagen satelital adquirida y proporcionada por la Agencia de Extensión Rural del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria en Oran. De la misma forma, durante la estancia entre octubre y diciembre del año 2011 se contrastó esta situación con datos de GPS, recorriendo la orilla real del río. Por otro lado, la situación de la orilla antigua, más o menos estable durante una ventana temporal significativa, se realizó contrastando dos fuentes diferentes. Por una parte, se dispone de una imagen satelital del año 2003, que marca claramente la orilla en esa fecha. Por otro lado, con la ayuda de miembros de la comunidad que hace uso de las tierras afectadas, se registraron puntos con aparato GPS donde se tenía absoluta certeza.

El área total erosionado asciende a alrededor de las 5 hectáreas, siendo la forma alargada como se puede observar en la imagen de arriba con una potencia máxima de unos 80 metros.

Caracterización de la cuenca Blanco

La cuenca Blanco pertenece a la cuenca del Bermejo Superior, ya que el río Blanco desemboca su aguas en el margen derecho del Bermejo a su paso por el municipio de Oran. Actualmente tiene una superficie de 1941 kilómetros cuadrados y presenta una gran diversidad de pendientes, usos de suelo y vegetación, ya que alberga terrenos muy dispares. El nacimiento del río Blanco se encuentra a unos 5000 metros, al oeste de San Ramón de la Nueva Oran, y desciende hasta la cota de 350 metros sobre el nivel del mar en su desembocadura.

En la Figura 2 se puede apreciar la forma en planta de la cuenca y su red de drenaje, mientras que en la Figura 3 viene detallado la pendiente en el terreno en cada punto de la misma. Se puede observar que las pendientes son muy elevadas en la cabecera de la cuenca, mientras que en su zona baja disminuyen progresivamente hasta alcanzar la pendiente de 0.0057.

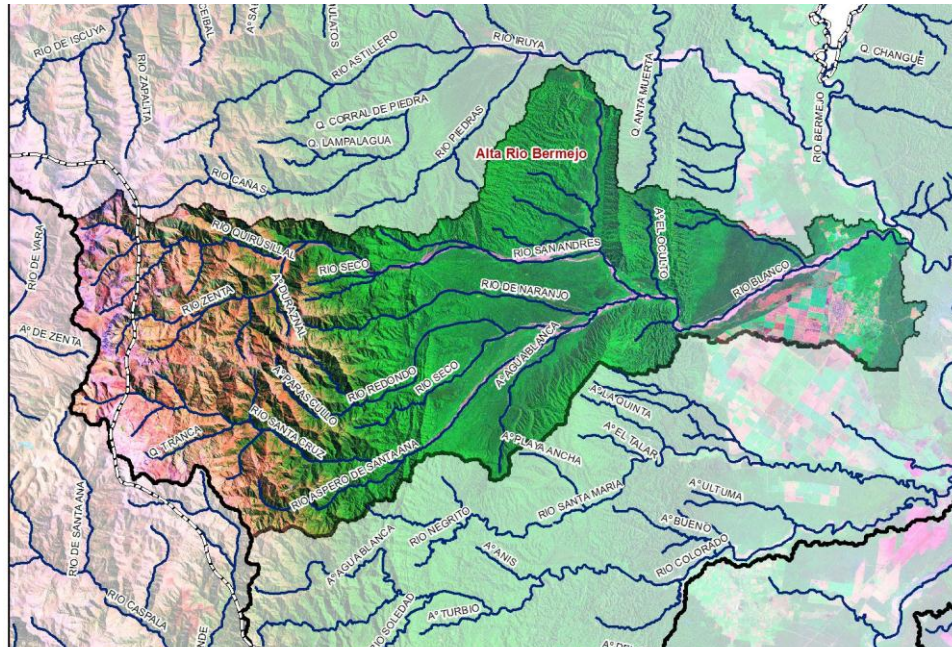


Figura 2: Cuenca Blanco en la actualidad.¹

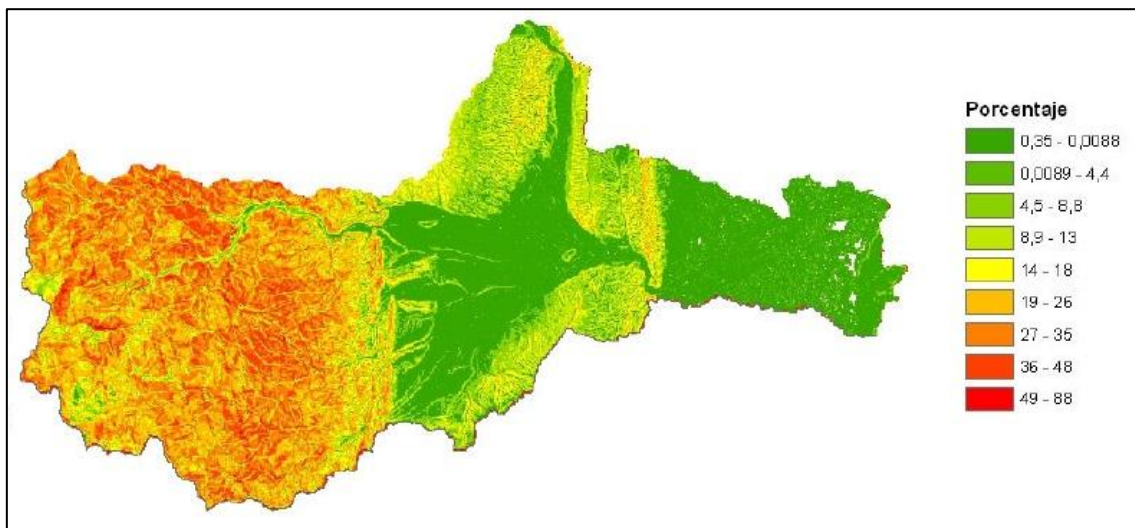


Figura 3: Pendientes en la cuenca Blanco.²

¹ Elaborado por el INTA-Salta (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria).

² Elaborado por el INTA-Salta (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria).

En el año 2009 la Oficina de Salta del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) elaboró un documento de caracterización de la cuenca Blanco, ya que anteriormente no existía documento alguno o bien los existentes eran incompletos. Por tanto, a partir de un Modelo de Elevación Digital (MED) con una resolución de 15 metros por 15 metros, detallaron los parámetros que describen las características morfológicas de la cuenca de estudio. Para ello se utilizó el programa Arc Gis 9.2 con su extensión de Hidrología.

CUENCA	Superficie (Km ²)	Perímetro (Km)	Altitud (msnm)	Pendiente media (%)	Factor de forma	Índice de compacidad	Relación de forma
Blanco	1914,1	371,1	Máx= 5129 Mín=322 Me=1624,57 DS= 1195,62	8,14	0,2359	2,3926	0,2669

Figura 4: Características morfológicas de la cuenca Blanco.

Como podemos observar, la pendiente media es de 8.14% por lo que se puede decir que su orografía es entre suave y ligeramente accidentado. Por otra parte, como se ha expresado anteriormente, existe un gradiente descendiente en cuando a la pendiente en la dirección del flujo. Este hecho hace que en la cabecera se tengan una orografía muy escarpada y en su salida unas pendientes muy bajas, cercanas al 5 por mil.

Otro parámetro morfológico calculado es el factor de forma, que expresa la relación entre el ancho promedio y la longitud de la cuenca.

Un índice de compacidad de Gravelius del 2.3926 indica que su forma es muy rectangular. Este índice expresa la relación entre el perímetro de la cuenca y el perímetro de un círculo con la misma área de la cuenca.

Por último la relación de forma de Horton se calcula dividiendo el área de la cuenca entre la longitud al cuadrado. Un índice del 0.2669 indica que la forma de la cuenca es entre cuadrado con salida lateral y rectangular.

Acciones antrópicas importantes en el último siglo

La región del norte de Salta, fronteriza con Bolivia, ha estado siempre bastante despoblada y desperdigada, por lo que las acciones del hombre no han sido muy importantes. Prueba de ello es que el departamento de Orán tiene una densidad de aproximadamente de 10 habitantes por kilómetro cuadrado. No obstante, en las últimas décadas la mayor ciudad del departamento, San Ramón de la Nueva Orán, ha visto multiplicada su población hasta alcanzar en 2001 los 66.000 habitantes, convirtiéndose en la segunda mayor ciudad de la provincia de Salta.

No obstante, en el último siglo se han llevado a cabo acciones antrópicas que han podido variar el equilibrio en el río Blanco, pudiendo dar lugar en los últimos años a un acelerado proceso de erosión de orillas en la parte baja del río, inmediatamente aguas abajo del puente de la Ruta 50 en la orilla derecha.

A continuación se detallan las acciones más importantes en orden cronológico.

Desvío del río Iruya del Blanco al Pescado.

Originalmente el Río Iruya era tributario del Río Blanco pero debido a los daños que producían sus crecidas en la ciudad de Orán, el Gobierno provincial decidió 1985, desviar sus aguas hacia una pequeña quebrada tributaria del Río Pescado. Dicho desvío se ha convertido en un profundo cañón muy estrecho, que luego se esparce sobre una amplia planicie de inundación antes de la confluencia con el Río Pescado.

Esta desviación tuvo una gran repercusión en el río Pescado ya que desestabilizó su principal canal de drenaje al aportar un área significativamente extensa en comparación con la cuenca original. Por otra parte, según datos de la Comisión Regional del Bermejo, la subcuenca del Iruya aporta el 40 por ciento del total de caudal sólido en suspensión que vierte el Bermejo al sistema Paraguay-Paraná.

Por las mismas razones, el río Blanco también vio alterado su equilibrio con esta acción, aunque los efectos fueran significativamente diferentes. Primeramente cabe suponer que la red de drenaje aguas abajo quedó sobredimensionado, ya que los caudales se verían, en teoría, disminuidos con la disminución del área tributaria. Por tanto, cabe suponer que la potencia del cauce disminuyó en función del caudal y como posible resultado se podría dar una acreción del lecho por incapacidad de superar el umbral de movimiento para diámetros menores a los originales.

En la Figura 5 se puede apreciar la dimensión en planta del tributario del Blanco desviado al Pescado en el año 1865.

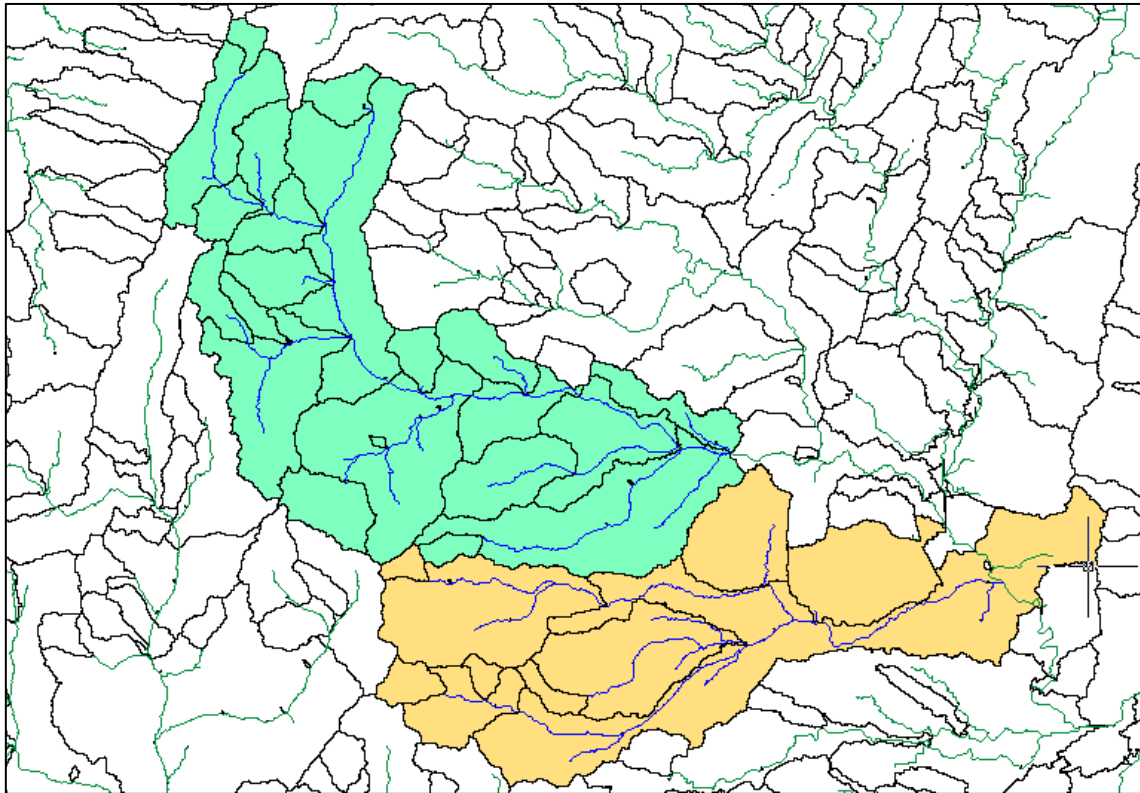


Figura 5: Subcuenca del río Iruya (azul) y cuenca del río Blanco (amarillo)³

Desvío del río Zenta al río Blanco

Aproximadamente en los años veinte del siglo XX se efectuó la construcción de una compuerta para desviar el caudal del cauce del río Zenta al río Blanco, a unos 16 kilómetros aguas arriba del puente de la Ruta 50.

Esta obra buscaba evitar o disminuir los efectos de las inundaciones en la ciudad de Oran, ocasionados en épocas de fuertes lluvias, entre diciembre y marzo.

No se han podido encontrar datos cuantitativos respecto a la distribución del caudal en aguas altas entre el río Zenta y el río Blanco antes de la construcción de las compuertas.

En la siguiente imagen aérea actual se puede apreciar la existencia del antiguo cauce del río Zenta, hoy seco.

³ Elaboración propia a partir de Modelos de Elevación Digital con la ayuda del software Arc View 9.2



Figura 6: Trazado del antiguo cauce del Zenta.

Viaducto de la Ruta 50 sobre el río Blanco.

En la actualidad existe en la ruta 50 que sigue hasta Aguas Blancas, frontera con Bolivia, un viaducto de aproximadamente 365 metros de largo sobre el río Blanco. Se trata de una estructura de hormigón armado apoyado o anclado a unos pilares separados cada 29 metros, por lo que dispone de 12 apoyos contando con los estribos laterales. El estribo de la orilla izquierda esta apoyado en un terraplén con una longitud aproximada de 40 metros.

Se construyó a mediados de los años ochenta, en sustitución de otro viaducto que fue inutilizado por acción de las crecidas. El puente anterior tenía significativamente menos cota que el actual, por lo que lo mas probable, y de acuerdo con testimonios de los habitantes de los alrededores, es que entrara en carga. Actualmente se pueden ver algunos pilares del antiguo viaducto en la orilla norte.

En la Figura 7 se puede observar la tipología y apoyos del puente actual.



Figura 7: Perspectiva del viaducto de la ruta 50 sobre el río Blanco.

Las consecuencias que puede acarrear la construcción de un puente no han sido muy estudiadas en el caso particular de los ríos trenzados. No obstante, por la gran variación de los brazos y barras en función del tiempo requieres un estudio detallado de la geología de la zona. Como se puede suponer, el coste de la construcción de una infraestructura lineal, como puede ser un puente, depende, entre otros factores, de la longitud de la misma, por lo que no es de extrañar que se construya en la sección más estrecha del río. En otras ocasiones, por la no existencia de una sección más estrecha disponible se pueden proyectar obras hidráulicas con objeto de unir los brazos y crear un solo cauce. Para ello se pueden usar espigones, gaviones y otras infraestructuras.

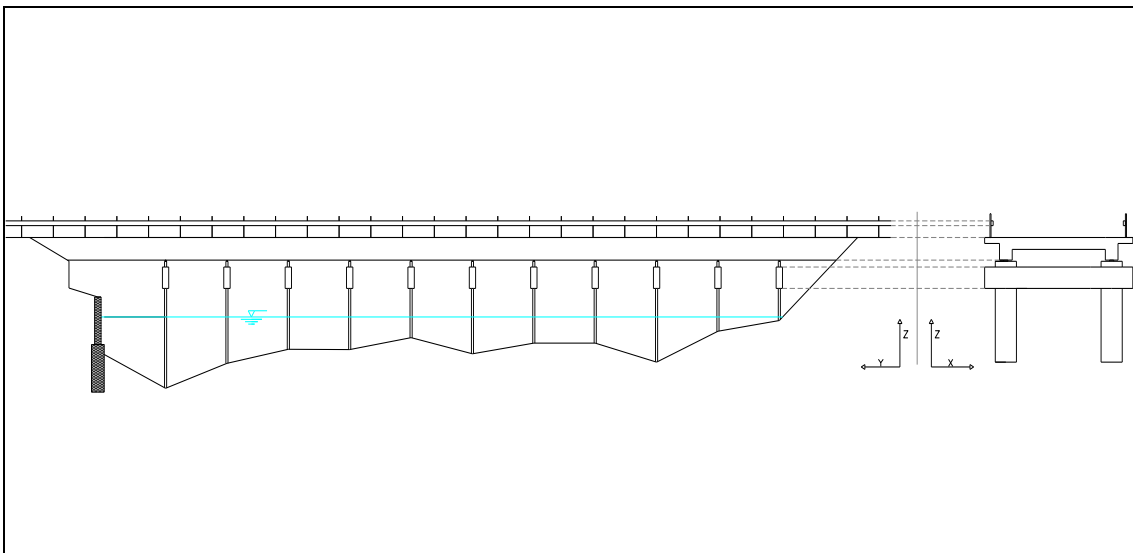


Figura 8: Sección del puente sobre la Ruta 50. [$E_x/E_y=10$; $E_z/E_y=10$].

Cabe señalar que la sección del río Blanco donde está construido el puente es ligeramente más estrecha que el resto, y esta sección se mantiene hasta unos 1000 metros aguas abajo aproximadamente. Aunque el puente tenga una luz total de estribo a estribo de unos 365 metros, el ancho efectivo de la sección, a efectos de caudal formativo, se ha estimado en 282 metros funcionando a cauce único. En la orilla izquierda se puede apreciar un proceso de acreción con densa vegetación a unos 70 metros del estribo, lo cual disminuye la sección efectiva de la sección. Es posible que esta acreción tenga que ver con la existencia, inmediatamente aguas abajo, de un talud de material de descarte construido por la empresa constructora Pedro Daniel Monterrubio. Este aspecto se analiza en la sección “Actividad de las empresas extractoras de áridos en el río Blanco” en este mismo capítulo.

Cabe destacar que el ancho total aguas arriba del puente es relativamente constante en unos 900 metros y de cauce trenzado, por lo que al llegar el puente y en las secciones inmediatamente aguas abajo, el ancho disminuye y los brazos se juntan. No se han localizado y no se tiene constancia de la existencia de infraestructuras construidas expresamente para reunir los brazos, por lo que se supone que este efecto se ha desarrollado o bien por acción del puente o bien de forma natural.

Captación de las aguas del río Pescado y del río Blanco por parte de Tabacal

Desde mediados de los años 50 del siglo pasado, la agroindustria San Martín de Tabacal, creada en 1916, y en expansión desde entonces en el departamento Orán, viene captando la totalidad del caudal superficial de las cuencas del Pescado y Blanco en épocas de poco caudal. Generalmente, los meses en los que se intercepta todo el caudal van desde abril hasta noviembre, ya que el régimen de lluvias en estas dos cuencas es muy baja originando caudales mínimos.

La captación se realiza mediante la construcción, a inicios de la temporada seca, de un talud transversal al flujo con material del mismo lecho. El canal que viene desde el norte con las aguas del Pescado atraviesa el cauce del río Blanco a unos 3 kilómetros aguas arriba del puente de la Ruta 50. De esta forma la empresa es la única beneficiaria de los recursos hídricos disponibles en la parte baja de la cuenca.

Durante la estación seca, el talud transversal sirve como base para una carretera sin pavimentar por la que pueden circular diversos vehículos, muy utilizado por los trenes de carretera transportadores de caña recogida.

Cuando el régimen de lluvias aumenta en la cuenca y por tanto los caudales suben, el talud construido con material no cohesivo se erosiona y rompe, dejando pasar la totalidad de caudal sobrante. Cabe destacar que el caudal en estación seca es una mínima fracción compara con el caudal en temporada lluviosa. De esta forma, en lo primeros momentos de crecida el río dispone de un excedente de material suelto que puede ser potencialmente transportando. No obstante, se cree que el régimen de equilibrio en la sección se alcanza sin mayores problemas.

Como posible consecuencia, como se puede comprobar en Figura 9, se observa un ensanchamiento de las secciones inmediatamente aguas arriba del talud transversal.



Figura 9: Imagen satelital del talud construido para la captación.

Actividad de las empresas extractoras de áridos en el río Blanco

El cauce bajo del río Blanco, al ser este un gran productor de material grueso, como se va a comprobar en la granulometría, es explotado por varias empresas extractoras de áridos. Estas empresas operan en toda la longitud del río en su última etapa antes de llegar al río Bermejo. La forma de operar varía según la empresa, ya que en la lista existen empresas pequeñas con poca actividad hasta empresas mayores con varios miles de toneladas de extracción por año.

Según los datos aportados por la Subsecretaría de Recursos Hídricos, oficina de Salta, sobre la concesión y extracción de áridos, se tiene que el volumen extraído de áridos desde el año 2009 al 2011 no ha variado mucho y se mantiene alrededor de los 60 mil metros cúbicos extraídos.

En la siguiente tabla los datos del 2011 no contemplan los datos del tercer trimestre del año 2011 por no estar auditado en el momento de analizarlos.

	2009	2010	2011*
CANTERA	[m³]	[m³]	[m³]
Gemas del Zenta	18393	15438	15151
Monterrubio	25324	28709	11705
Inmac	5054	12016	4128
Terraplén	3333	-	-
Otros	10421	11233	6197
TOTAL	62524.8	67395.6	37180.8

Tabla 1: Datos de extracción de áridos en el río Blanco, en metros cúbicos.

Por lo que respecta a la extracción de áridos, cabe destacar la existencia de la cantera denominada Nueva Río Blanco operado por el concesionario Pedro Daniel Monterrubio, constructora ubicado en la ciudad de Orán. Dicha cantera, esta ubicada justo delante de la zona erosionada, objeto del presente estudio. A partir de testimonios de los miembros de la Comunidad Iguopeigenda Río Blanco Banda Sur, se ha podido concretar que a lo largo del funcionamiento de dicha cantera, se ha ido construyendo una plataforma en la orilla norte con el material de descarte de la explotación de la cantera.

Cabe destacar que no se ha establecido contacto alguno con los representantes de la concesionaria por no tener tiempo disponible durante la estancia en la zona. Por otro lado, se cree que la concesionaria debería estar al tanto de los estudios que se estén realizando para que puedan adoptar las medidas necesarias en caso de que estas fueran necesarias para el buen manejo del río Blanco.

A partir de imágenes satelitales proporcionados por el programa informático GOOLGE EARTH y manipulados con AUTOCAD 2010, se ha intentado estudiar esta posible invasión de los terrenos naturales de desagüe, ocasionando un estrechamiento del río en la zona de actuación. El resultado se ilustra en Figura 10, y como se observar, el río presenta una configuración de río trenzado aguas arriba y aguas abajo del puente sobre la Ruta 50. En cambio, en un espacio de unos 400 metros aguas arriba y unos 1000 metros aguas abajo, el cauce presenta un estrechamiento, unificando los cauces y aumentando el tirante del flujo a cauce lleno, como se va a comprobar con los datos topográficos.

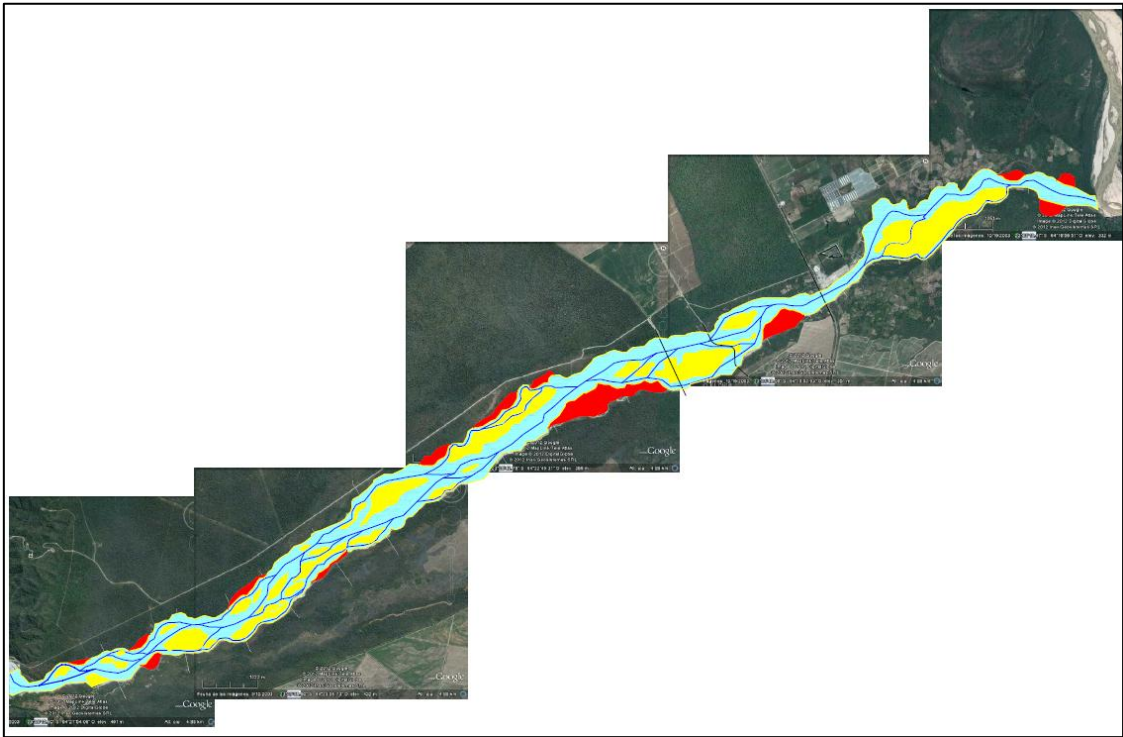


Figura 10: Mosaico a partir de fotografías aéreas.

En la imagen de arriba, el color azul claro indica cauce de río cuando circula un caudal similar al formativo, el color azul oscuro indica situación aproximada del talweg de cada rama, la zonas en amarillo indican islas dinámicas y el rojo indica área de inundación con eventos fuertes.

Desde un principio se baraja la posibilidad de que el estrechamiento de la sección sea la causante de los periodos de erosión en la orilla sur en periodos de subidas de nivel de agua. Por tanto, se estudiará la razón por la cual se ha originado el estrechamiento.

Para observar detalladamente la zona del cauce a la altura de las orillas erosionadas, se ha elaborado la siguiente imagen.

La imagen anterior se ha elaborado a partir de imágenes satelitales anteriores al de los eventos de erosión, pero las orillas dibujadas sobre ella son a partir de datos topográficos recogidos durante la estancia en Argentina.



Figura 11: Situación y tamaño de la plataforma creada por Monterrubio.

Las líneas azules representan las orillas actuales. Por otro lado la línea roja representa, aproximadamente, lo que fue la orilla norte del río Blanco antes de comenzar la actividad de la minera. Esta aproximación se ha hecho, al igual que la estimación de la orilla sur antes de la erosión, a partir de testimonios de miembros de la comunidad afectada. Por otra parte, a partir de las imágenes satelitales se observa que una orilla de estas características es totalmente posible y responde a un desarrollo natural del cauce, con posición, curvas y ancho parecido a las secciones del entorno.

Por último, la parte rayada representa la plataforma creada por la empresa minera, se supone, con material de descarte de su actividad. Observamos que parte de la plataforma ocupa cierta zona del cauce, estrechando la sección efectiva de la misma. La plataforma tiene un área de unos 88000 metros cuadrados y su longitud es de unos 635 metros. Su ancho medio, por tanto es de unos 140 metros.

La parte de la plataforma que invade el antiguo cauce del río tiene, en cambio, aproximadamente 50000 metros cuadrados, con un ancho medio de aproximadamente 80 metros.

EL ESTADO DEL ARTE

Clasificación Geomorfológica de los Ríos

Tipologías morfológicas de los cursos fluviales

Históricamente siempre se han clasificado los ríos, de una u otra forma, pero no es hasta 1957 cuando Leopold y Wolman presentaron su clásico “River Channel Patterns: braided, meandering and straight” donde establecieron la primera clasificación seria de la morfología de los ríos. La clasificación que hicieron fue la que sigue.

- Ríos rectos: Son aquellos que presentan un único cauce de muy baja sinuosidad bajo caudal dominante, es decir de forma recta o derechos y generalmente asociados a grandes pendientes y con bajo transporte de sólidos. Durante la época de bajos caudales pueden depositar alternativas barras de sedimento en los márgenes confiriéndole un cierto grado de sinuosidad al thalweg.
- Ríos meandriformes: Tienen un único cauce y sin duda son los más conocidos y estudiados, con sus inflexiones y curvaturas sinuosas que serpentean por llanuras de baja pendiente, con transporte de sólidos, tanto en suspensión como por arrastre en el fondo. Las curvas de los meandros generan flujos helicoidales del agua que son los responsables de la erosión de las orillas externas de la curva y la sedimentación en las internas, produciendo un movimiento incisivo de los meandros en la llanura. Este comportamiento asimétrico de erosiones y sedimentaciones genera una sección más profunda hacia la orilla externa y más somera en la interna. La curva que va siguiendo los puntos de máxima profundidad a lo largo de la longitud del río se denomina thalweg. Además de esta incisión transversal de los meandros existe un movimiento longitudinal aguas abajo, por lo que la migración de los meandros se produce en las dos componentes del plano en el que fluye el cauce. Desde 1908 en que el ingeniero francés Fargue presentó las leyes empíricas que hoy llevan su nombre sobre la relación de la curvatura en planta del cauce y la pendiente local del fondo del río, definiendo matemáticamente la forma del cauce y del fondo del río, no se ha dejado de estudiar y modelar estos cauces meandriformes característicos en todo el globo. Dos de las principales causas de esta dedicación han sido conocer y predecir el movimiento de los meandros y la profundidad de su thalweg para el control de las erosiones e inundaciones y para la navegabilidad de los ríos respectivamente.

- Los ríos trezados o entrelazados, los grandes olvidados por la ingeniería fluvial hasta hace tan solo poco más de una década en la que comenzaron a dedicarse estudios y observaciones con cierta asiduidad. Sus características no han sido aclaradas y en la literatura clásica se encuentran contradicciones que se comentan a continuación, pero en líneas generales se diría de ellos que presentan barras de sedimentos en sus cauces que divergen y convergen el flujo constantemente, barras de sedimentos que migran y presentan movimientos más o menos aleatorios. Son ríos de baja sinuosidad, con pendientes medias o elevadas, en lechos de material granular, elevado transporte de sólidos por el fondo del río que es el responsable de la formación de dichas barras y aguas someras que se extienden ampliamente en la coordenada transversal al flujo. ¿Y por qué no se han dedicado esfuerzos a estudiar estos ríos a la par que se estudiaban los meandriformes? Sencillamente por dos factores: la baja incidencia que tienen sobre las actividades humanas y la supuesta aleatoriedad de sus formas y movimientos. Y es que los ríos trezados, aunque se presentan también en todos los continentes y países, no son ríos asociados a amplias llanuras de inundación donde se hicieran grandes asentamientos urbanos ni donde se desarrollaran sistemas de transporte como carreteras o ferrocarriles, en pocas palabras: nadie corría grandes riesgos con la movilidad, e incluso violencia, de estos cursos, generalmente asociados a zonas de montaña o abanicos aluviales. Incluso cuando un río trezado ponía en peligro un asentamiento o era impracticable para la navegación (bajas profundidades), la acción constrictora del hombre lo convertía en pocas décadas en un río meandriforme enclaustrado a su cauce que generalmente padecía grandes desequilibrios de erosión-sedimentación debido a la adquisición de una morfología que no le era la propia y natural.

Variables de la hidráulica en la morfología de ríos

A continuación se presentan los ajustes que se han venido realizando para determinar la estabilidad de los cauces y los límites entre los ríos trezados y los ríos meandriformes de forma cuantitativa, a partir del uso de variables hidráulicas como el caudal, la pendiente, el tamaño del grano o las tensiones tangenciales.

Una primera conclusión de todas las ecuaciones expuestas a lo largo de los últimos 50 años para predecir los perfiles estables de los cauces es que depende del tipo y morfología de río de que se estudie. Como podemos observar en la Tabla 2, existen zonas amplias de transición o solape de las diversas morfologías. Si un río es claramente trezado estará lejos de los umbrales de cambio, pero existen muchos casos que pertenecen a los rangos de transición y esos son los

menos claros de distinguir, especialmente porque a cada tramo cambian su morfología y mezclan características. Eso quiere decir que no se puede hablar de claros umbrales de cambio.

Autor	Función (Unidades del SI)	Observaciones
Lane (1957)	$S < 0.007 Q_m^{-0.25}$ $0.0041 Q_m^{-0.25} > S < 0.007 Q_m^{-0.25}$ $S > 0.0041 Q_m^{-0.25}$	Cauces meandriformes de lecho arenoso Transición de meandriforme a trenzado Cauces trenzados de lecho arenoso
Leopold y Wolman (1957)	$S = 0.013 Q_b^{-0.44}$	Límite entre trenzados y meandriformes
Henderson (1961)	$S = 0.000196 D^{1.14} Q_b^{-0.44}$	Límite entre trenzados y meandriformes
Antropovsky (1972)	$S = 1.4 Q_m^{-1}$	Límite entre trenzados y meandriformes
Parker (1976)	$S/Fr \approx y/B$	Límite entre trenzados y meandriformes
Fredøe (1978)	$\theta = (\tau/(s-1)) D_{50}$	Límite entre rectos, meandr. y trenzados
Begin et al. (1981)	$S = 0.0016 Q_m^{-0.3}$ $S = 0.0016 (\tau/\tau_{ave}) Q_m^{-0.3}$	Límite entre trenzados y meandriformes para un cauce estándar con $\tau = \tau_{ave}$ Relaciones para los canales no estándar (trenzados $\tau > \tau_{ave}$; meandriformes $\tau < \tau_{ave}$)
Ackers (1982)	$S = 0.0008 Q^{-0.21}$	Límite entre trenzados y meandriformes para ríos con lecho arenoso
Bray (1982)	$S = 0.07 Q_{2f}^{-0.44}$	Límite entre trenzados y meandriformes para ríos con lechos de gravas
Ferguson (1984)	$S = 0.042 Q^{-0.49} D_{50}^{0.09}$ $S = 0.056 Q^{-0.5}$ $S = 0.0049 Q^{-0.21} D_{50}^{0.52}$	Límite entre trenzados y meandriformes para ríos con lecho arenoso Límite entre trenzados y meandriformes para cualquier río Límite entre trenzados y meandriformes basado en la teoría de Parker y geometría hidráulica
Chang (1985)	$S \approx a Q^{-0.5} D^{0.5}$	Límite entre trenzados y meandriformes
Robertson-Rintoul y Richards (1993)	$\Sigma P = 1 + 5.52 (QS_v)^{0.38} Q_{84}^{-0.44}$ $\Sigma P = 1 + 2.64 (QS_v)^{0.4} Q_{84}^{-0.14}$	Límite entre trenzados y meandriformes para ríos con lechos de grava Límite entre trenzados y meandriformes para ríos con lechos de arena

Tabla 2: Límites de morfología fluvial según Bridge (1993).

Con objeto de aclarar el significado de las ecuaciones de la tabla anterior y establecer las variables que las determinan se ha confeccionado la siguiente lista.

- Q_b : Caudal dominante o caudal a cauce lleno (Bankfull discharge). Generalmente asociado a un periodo de retorno de 1.7 a 7 años.
- Q_{ir} : caudal de avenida asociado a un periodo de retorno de i años.
- Q_m : Caudal principal anual (máximo de caudales normales).
- S : Pendiente (en unidades).
- D_i : Diámetro de partícula con percentil i .
- B : Ancho del cauce.
- Fr : Numero de Froude.
- τ : Tensión superficial.

Como se puede observar, dependiendo de que variables se conozcan se usaran unas clasificaciones u otras, teniendo en cuenta que nos pueden dar resultados distintos, sobre todo si un canal se encuentra cerca del umbral de dos tipologías.

Por último, cabe destacar que algunas de las clasificaciones relacionas variables intrínsecas de la geometría del cauce, tales como la anchura, el calado y la pendiente directamente con el caudal. Otros en cambio, necesitan incorporar variables como la tensión de corte del fondo y el diámetro de grano. Esta diferencia nos introduce en dos métodos distintos de estimación de caudales, las que se agrupan en torno a las Teorías del Régimen y las que envuelven los Métodos de Fricción.

Clasificaciones clásicas

Lo primero que habría que decir si queremos estructurar una clasificación que con rigor abarque todas las formas observadas en la naturaleza, es que los cursos fluviales se dividen en dos grandes grupos:

- Los que fluyen en materiales mayormente cohesivos o incluso lechos rocosos y que presentan unas características geométricas mucho más estables en el tiempo, es decir de baja movilidad tanto en el plano horizontal como en el vertical, puesto que las orillas son poco o muy poco erosionables a escalas de décadas o centenares de años.
- Los que fluyen en materiales granulares o poco cohesivos y que por lo tanto mantienen una estrecha relación de erosión-sedimentación con el lecho en el que fluyen, características que les hace móviles e inestables a escalas temporales

humanas: años o décadas. Estos últimos son los denominados ríos o canales aluviales, pues discurren sobre aluviones de material depositados por el propio río y que pueden ser nuevamente movilizados (erosión) o enterrados por una nueva capa de material aluvial (sedimentación). Son los ríos de aluvión los que se estudian con detenimiento con fines ingenieriles dada su inestabilidad o movilidad y es en este marco en el que entran las tres tipologías anteriormente definidas.

Una vez diferenciados estos dos grandes grupos veamos en que se basaba la clasificación que desarrollaron Leopold y Wolman (1957). Los autores diferenciaron dos variables primarias que controlaban la forma de los cauces: el caudal y la pendiente. Concluyeron por observación y medición de casos reales que para un caudal y un material del lecho determinados había una pendiente umbral inferior por debajo de la cual los cauces de los ríos formaban meandros y otra pendiente umbral superior a partir de la cual los ríos eran trezados. Una segunda conclusión de sus estudios fue que la pendiente crítica (umbral) decrecía con el aumento del caudal. Correlacionaron los valores observados y obtuvieron la gráfica de la donde la recta de pendientes umbrales o críticas viene dada por la ecuación en unidades del SI.

$$S = 0.013Q_b^{0.44}$$

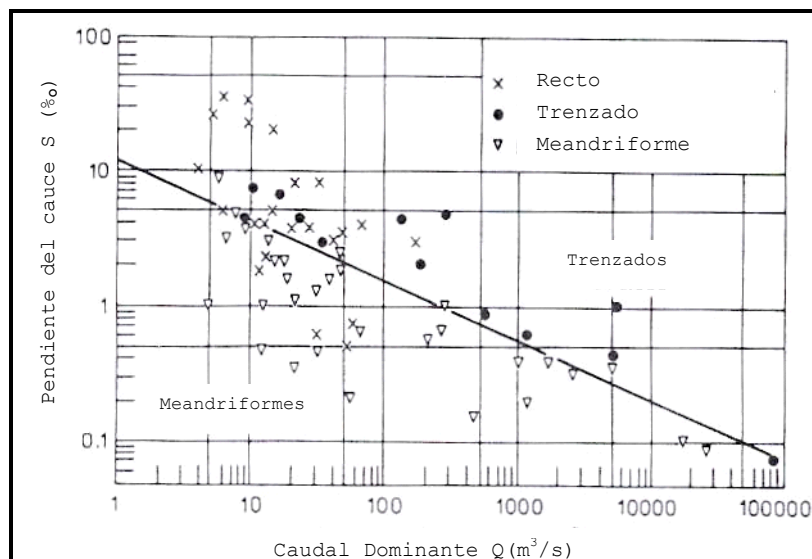


Figura 12: Distinción entre ríos trezados y sinuosos de Leopold y Wolman (Mangelsdorf, 1990)

Leopold y Wolman van más allá y a partir de la definición de sinuosidad como la ratio entre la longitud del canal (curva que describe el flujo) y la del valle donde discurre (medida en línea recta sobre el eje longitudinal del río), distinguen los ríos meandriformes de los rectos según sea esta sinuosidad mayor o menor de 1.5 respectivamente. Intentemos resumir en una tabla los aspectos cuantitativos de esta clasificación.

Sinuosidad < 1.5	Sinuosidad >1.5	
Cauces rectos	$S < 0.013Q_b^{0.44}$	$S > 0.013Q_b^{0.44}$
	Cauces meandriiformes	Cauces trenzados

Tabla 3: Clasificación morfológica de los ríos de Leopold y Wolman.

La clasificación vista comienza a ser insuficiente cuando los estudios presentan distinciones hasta el momento no establecidas o poco diferenciadas: cauce único o pluralidad de cauces. Y es que Leopold y Wolman utilizaron la palabra trenzado para referirse tanto a ríos que presentaban cauces únicos con barras que separaban el flujo produciendo canales a lado y lado de los sedimentos emergentes, como para los ríos con cauces claramente independientes que se unían y separaban a lo largo de centenares de metros o incluso kilómetros. Aquí aparece un nuevo término tomado de la medicina: anastomosis, que hace referencia a la forma que adquiere el entresijo de arterias y venas.

¿Cuál es la diferencia entre trenzado y anastomósico? El número de canales: mientras que un río trenzado se puede hablar de cauce único, aunque con diversos canales formados por la presencia de barras de sedimentos depositadas en medio de ese cauce único, la anastomosis son ríos que divergen y convergen distintos cauces independientes, que a su vez pueden presentar morfologías tanto rectas, como meandriiformes o como trenzadas. De hecho como demostraría Schumm, el valor de los parámetros utilizados en su clasificación geomorfológica eran completamente distintos entre ríos trenzados y anastomósicos.

Los experimentos de Schumm y Khan en modelos de laboratorio a caudal constante y con lecho de arenas, varios tipos de barras desarrolladas por la pendiente y el transporte de fondo, cuyo desarrollo se presenta en la figura 3.2. La secuencia es:

- Dunas transversales de arenas formadas en toda la anchura del cauce, amplitud del mismo estable y $S < 0.3$ (pie/milla).
- Barras alternadas, amplitud del cauce estable, baja sinuosidad del flujo dentro del cauce recto.
- Barras alternativas, canales secundarios en las barras, con un valor de sinuosidad elevado, propio de ríos meandriiformes claros.
- Barras trenzadas y laterales, erosión significativa de los márgenes, flujo con cierta sinuosidad, morfología de transición entre la meandriiforme y la trenzada.
- Trenzado..

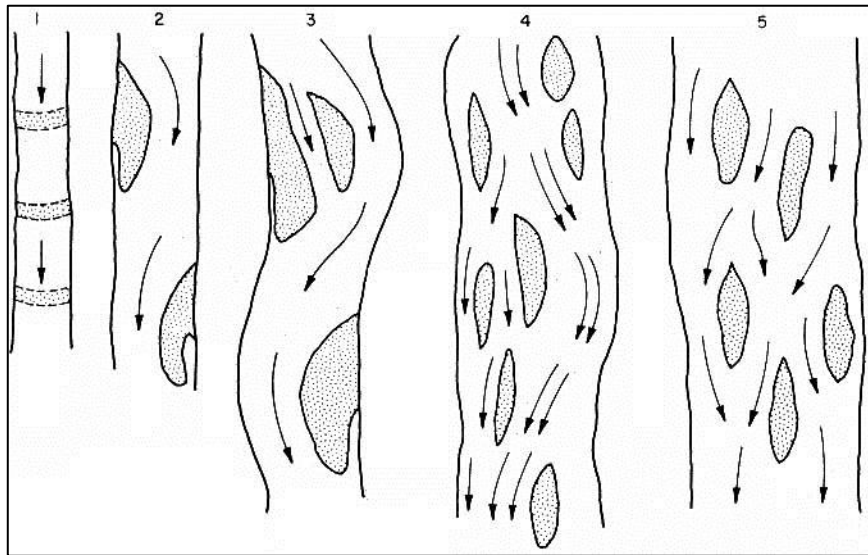


Figura 13: Desarrollo de diferentes morfologías fluviales en los estudios sobre modelos de Schumm y Khan. Schumm (1977).

Como resumen el propio Schumm (1977) las primeras observaciones le llevaron a demostrar que el caudal era la variable independiente más importante en la determinación del tamaño de los cauces y de la amplitud y longitud de onda de los meandros. Sin embargo, el caudal no era suficiente para determinar una clasificación completa de los ríos aluviales, a no ser que fuera la de ríos perennes y ríos efímeros según el caudal fuera casi constante o muy variable respectivamente. La segunda variable que utilizó Schumm no fue la pendiente como Leopold, aunque no se olvidó de ella, sino que utilizó la carga de sedimento transportado o caudal sólido. En tercer lugar el tamaño del grano fue detectado como otra variable a tener en cuenta en la clasificación, así se podía hablar de lechos arenosos, graveras o cantos, pero observó que en los ríos naturales el tamaño del grano de los lechos era cambiante aguas abajo he incluso en una misma sección, estando éste relacionado directamente con el transporte sólido, o incluso aún más, con el mecanismo para transportar esos sólidos. Por tanto el tamaño de grano no es una variable independiente del caudal líquido y el caudal sólido. A grandes trechos se puede diferenciar dos tipos de transporte de sólidos: el transporte por suspensión, también llamado de lavado, y el arrastre por fondo, no siendo excluyentes ambas tipologías (transporte mixto).

A partir de las observaciones descritas, la diferenciación entre cauces únicos y múltiples, y la añadidura al parámetro sinuosidad de una nueva ratio entre anchura y calado del cauce, Schumm completó una nueva clasificación de las morfologías en 1968, **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**, comentémosla. Los cauces únicos pueden ser rectos si el transporte de sedimentos es principalmente por arrastre de fondo, mientras que formaran meandros si el tansporte es mixto o principalmente en suspensión, aunque bajo altas pendientes incluso con este último tipo de transporte puede formar cauces rectos. Para Schumm los ríos trenzados serían ríos de cauce único con transporte por arrastre por lecho y aguas someras, o

dicho cuantitativamente, relaciones de anchura-profundidad mayores de 40 y por tanto superiores a las que presentan los cauces rectos. Además, los cauces trenzados presentan islas de sedimentos emergentes, algunas incluso permanentemente vegetadas. En otro gran bloque aparecerían los cauces múltiples, con estructuras dendríticas en planta, diferenciándose los que se forman bajo transporte de arrastre en los abanicos aluviales, pendientes medias y baja sinuosidad, y los que se forman con sedimentos en suspensión y sinuosidad elevada, anastomósicos, encontrándose entre ambos los de llanura aluvial con transporte mixto.

Tipos de cauces		Transporte por arrastre	Transporte mixto	Trans. por suspensión
Morfología	Forma del cauce			
	Anchura/calado	60	25	8
	Patrón del cauce en planta			
	Sinuosidad	1.0 1.1	1.4 1.7	2.5
Multiplicidad de cauces				
		Abanico aluvial	Llanura aluvial	Anastomosis

Figura 14: Tipos de cauces fluviales según Schum (1977).

A partir de sus trabajos con Khan, Schumm amplió el concepto puramente taxonómico de clasificación geomorfológica de los ríos para ampliar su clasificación a un concepto fundamental en la ingeniería fluvial: la estabilidad de los cauces. La sanción práctica y modelos que ambos realizaron en laboratorios correlacionaron los parámetros comentados como tipo de transporte, sinuosidad, relación B/y o pendiente con la estabilidad o inestabilidad de los cauces. Los resultados se presentan en la ya clásica tabla 3.2 en la literatura técnica. En dichos experimentos se encontraba que los patrones cambiaban de rectos a meandriformes a pendientes críticas de 0.0026, y de meandriformes a trenzado a pendientes de 0.016, bajo el resto de variables constantes. Como resume Morisawa (1985) a raíz de la tabla siguiente, el bajo transporte de sedimento provoca cauces estrechos, el moderado genera los cauces meandriformes y altos transportes implican el trenzamiento del cauce, siempre hablando en términos relativos de carga de sedimento y caudal líquido. Morisawa también señala que al aumentar la pendiente, la profundidad y anchura del canal cambian rápidamente en canales rectos y suavemente en cauces trenzados o con meandros.

Modo de transportar el sedimento y tipo de canal	Porcentaje de materiales cohesivos en el lecho M(%)	Porcentaje de transporte por arrastre (%)	Estabilidad del cauce		
			Estable (equilibrado)	Con acreción (exceso de caudal sólido)	Erosivo (caudal sólido deficitario)
Suspensión	>20	<3	Cauce estable con sedimentos en suspensión. $B/\gamma < 10$ Sinuosidad > 2.0 S suave	Cauce acretivo con sedimentos en suspensión. Deposición en orillas causando estrechamiento del cauce, inicio de acreción en el lecho	Cauce erosivo con sedimentos en suspensión. Erosión del lecho predominante, inicio del ensanchamiento del cauce
Mixto	5-20	3-11	Cauce estable con transporte mixto. $10 < B/\gamma < 40$ $1.3 < \text{Sinuosidad} < 2.0$ S moderada	Cauce acretivo con transporte mixto. Mayor deposición en las orillas y seguidamente en el lecho	Cauce erosivo con transporte mixto. Erosión del lecho y seguidamente ensanchamiento del cauce
Arrastre	<5	>11	Cauce estable con transporte por arrastre. $B/\gamma > 40$ Sinuosidad < 1.3 S relativamente pronunciada	Cauce acretivo con transporte por arrastre. Deposición en el lecho y formación de islas	Cauce erosivo con transporte por arrastre. Baja erosión del lecho, predomina el ensanchamiento del cauce

Tabla 4: Clasificación de los cauces aluviales según su estabilidad, por Schumm (1977).

La tabla superior está basada en los conceptos de erosión y sedimentación longitudinales en un cauce desarrollados por Lane en los años 50, en los que todo cauce transporta un caudal sólido proporcional a la pendiente y al caudal líquido e inversamente proporcional al tamaño del sedimento, de tal manera que si algún parámetro sufre alteraciones, el resto tienden a alterarse también hasta conseguir un nuevo equilibrio. De esa manera los cauces con exceso de transporte sólido sedimentan o producen acreción y los que transportan valores inferiores a los que correspondería para su caudal líquido, pendiente y grano, erosionan los lechos para aumentarlo. En cualquier caso hay que destacar que los ríos pueden padecer desequilibrios continuos o bien periódicos, como los que producen las avenidas y que son especialmente importantes en los mecanismos de formación de los cauces entrelazados, como se desarrollará en el apartado 3.2.

Por último, comparativas de los resultados de Schumm con otros posteriormente realizados demuestran que los resultados encontrados son aplicables a ríos de lechos arenosos y que no se ajustan correctamente a los lechos aluviales de grava.

Para acabar con las visiones más o menos clásicas de la morfología fluvial se presenta la simplista, pero muy entendedora figura que presentó Rust en 1978 y ampliamente comentada por Petts (1996), donde con dos simples parámetros como son la multiplicidad de cauces y la sinuosidad de los mismos se pueden establecer los cuatro, y no tres inicialmente expuestos por Leopold y Wolman, tipos de morfologías.

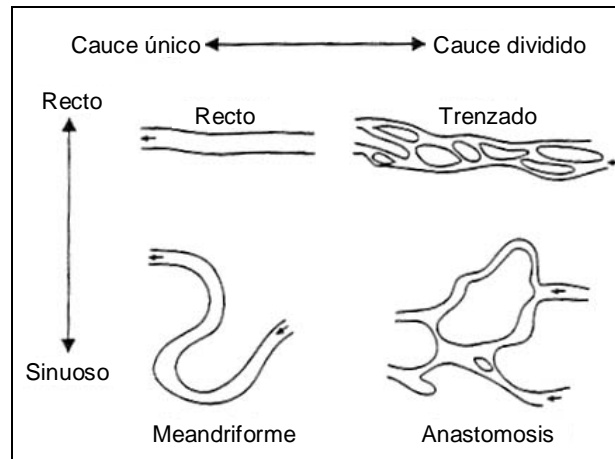


Figura 15: Clasificación morfológica de Rust (1978).

Clasificaciones modernas

Las tendencias actuales en geomorfología fluvial siguen la metodología holística impuesta en toda la ingeniería geológica y la geología aplicada, como por ejemplo la clasificación de suelos edáficos o los movimientos de ladera. El abanico clasificativo no ha hecho variar los cuatro grandes tipos, pero ha diversificado los subtipos en un intento por englobar todos los aspectos diferenciadores y cubrir así el amplio espectro real.

Siguiendo la exposición que hacen de ellos Petts (1996) y Thorne (1997) la primera parrilla clasificativa ha de comentar sería la de Brice de 1975, ilustrado en la Figura 16, que amplía las tipologías pero continua utilizando exclusivamente características de planta, es decir, no considera morfologías de las secciones transversales y, de hecho, tampoco considera pendientes. Con una simple lectura se detecta la falta cuantitativa de la clasificación desde un punto de vista ingenieril, desapareciendo también la síntesis hecha por Schumm y Khan sobre el comportamiento erosivo o acresivo de los cauces. Para entender la figura de Brice es necesario exponer dos nuevas variables geométricas: el grado de trenzamiento y el grado de ramificación, asociado al concepto de anastomosis comentado anteriormente. El grado o índice de trenzamiento propuesto por Brice es la relación entre el doble de la suma de longitudes de islas y barras con la longitud del eje central del cauce, mientras que el de ramificación es la relación

entre la suma de longitudes de los diversos cauces con la longitud del eje de la llanura que ocupan.

El propio Petts proponía en 1990 una rectificación al modelo de Brice donde si se tenía en cuenta la geometría transversal de la sección del cauce o los cauces. No obstante, Petts es meramente cualitativo y no utiliza ningún índice ni parámetro para definir los rangos, véase Figura 16




























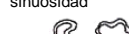
Grado de sinuosidad	Grado de trenzamiento	Grado de ramificación
 1 1-1.05	 0 <5%	 0 <5%
 2 1.06-1.25	 1 5-34%	 1 5-34%
 3 >1.26	 2 35-65%	 2 35-65%
 3 >65%	 3 >65%	 3 >65%
Carácter sinuoso	Carácter trenzado	Carácter anastomósico
 A Cauce único, equianchura del cauce, profundo	 A Predominan las barras	 A Caudes laterales sinuosos
 B Cauce único, equianchura del cauce	 B Barras y islas	 B Caudes-recodo que limitan el curso
 C Cauce único, más ancho en las curvas, rápidos raramente	 C Predominan las islas, diversidad de formas	 C División de cauces, ramificaciones sinuosas
 D Cauce único, más ancho en las curvas, rápidos comunes	 D Predominan las islas largas y estrechas	 D División de cauces, ramificaciones subparalelas
 E Cauce único, variación irregular de la anchura		 E Composición de cauces
 F Dos cauces, uno de aguas bajas con clara sinuosidad		
 G Dos cauces, sinuosidad de orillas bimodal		

Figura 16: Clasificación de las plantas fluviales según Brice en 1975, Thorne (1997).

En la mencionada Figura 13, el autor va más allá de proponer formas, estableciendo relaciones intrínsecas entre la forma en planta y la forma de la sección transversal, así como una evaluación de los procesos y características morfológicas en lecho y las orillas, recuperando aquella idea de asociar a los cauces efectos erosivos o sedimentación. Algunos de los términos

que aparecen serán comentados en el siguiente apartado, cuando se hable específicamente de los cauces entrelazados.












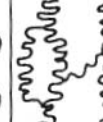
VARIABLE		Montaña	Barranco	Trenzado	Meandriforme		Anastomosis
Valle	Perfil						
	Pendiente	Alta	Alta	Media	Moderada	Baja	Muy baja
Curso activo	Forma en planta						
	Cambios en el sustrato aluvial (10 años)	Estable	Estable	Acresivo	Erosivo	Acresivo	
Procesos dominantes	Aportes de ladera	Intenso	Medio	Negligible	Negligible	Negligible	Negligible
	Intercambios verticales	Negligible	Negligible	Medio	Medio	Intenso	Medio
	Variación del flujo	Intenso	Intenso	Medio	Intenso	Medio	Intenso
	Avulsión	Negligible	Negligible	Intenso	Medio	Medio	Medio
	Cortas	Negligible	Negligible	Medio	Medio	Intenso	Medio
	Erosión lateral	Medio	Medio	Intenso	Medio	Intenso	Medio
	Sedimentación en el lecho	Medio	Negligible	Intenso	Medio	Medio	Intenso
	Sedimentación en las orillas	Negligible	Negligible	Medio	Intenso	Intenso	Intenso
Formas específicas	Estrecha zona escarificada	Intenso	Medio	Medio	Medio	Medio	Medio
	Bermas en los contornos	Medio	Medio	Medio	Negligible	Negligible	Negligible
	Playas laterales	Medio	Medio	Negligible	Negligible	Negligible	Negligible
	Barras de arena y grava	Negligible	Negligible	Intenso	Medio	Medio	Medio
	Abandono de canales	Negligible	Negligible	Medio	Medio	Intenso	Medio
	Niveles arenosos	Negligible	Negligible	Medio	Medio	Medio	Medio
	Deposición salina x sobresaturación	Negligible	Negligible	Medio	Intenso	Intenso	Medio
	Restos (sedim.) pantanosos	Negligible	Negligible	Negligible	Medio	Medio	Intenso
Escala de intensidad		Intenso	Medio	Débil	Negligible		

Figura 17: Clasificación de las plantas fluviales según Brice en 1975, Thorne (1997).

Quizás la más comprensiva y exhaustiva de las clasificaciones geomorfológicas de los cursos fluviales es la realizada por Rosgen en 1994, figuras 3.7 y 3.8. Esta clasificación, que podría calificarse como definitiva, divide los cursos en siete tipologías principales en función del grado de atrincheramiento, la pendiente, la ratio B/y la sinuosidad. En cada categoría principal se distinguen seis subcategorías en función del tipo de materiales del lecho y las orillas. La clasificación de Rosgen es completísima y utiliza parámetros tanto geométricos en planta como en sección, pero requiere de un amplio reconocimiento geomorfológico del curso que se vaya a estudiar o clasificar. El sistema presentado en la figura 3.7 tiene estructura de diagrama de flujo,

lo que lo hace de fácil seguimiento. Cada una de las claves principales se acompaña de una explicación que se presenta en la Tabla 5, mientras que las definiciones de las claves secundarias se han obviado en este trabajo dada su extensión y pueden encontrarse en el estudio de Rosgen (1994).

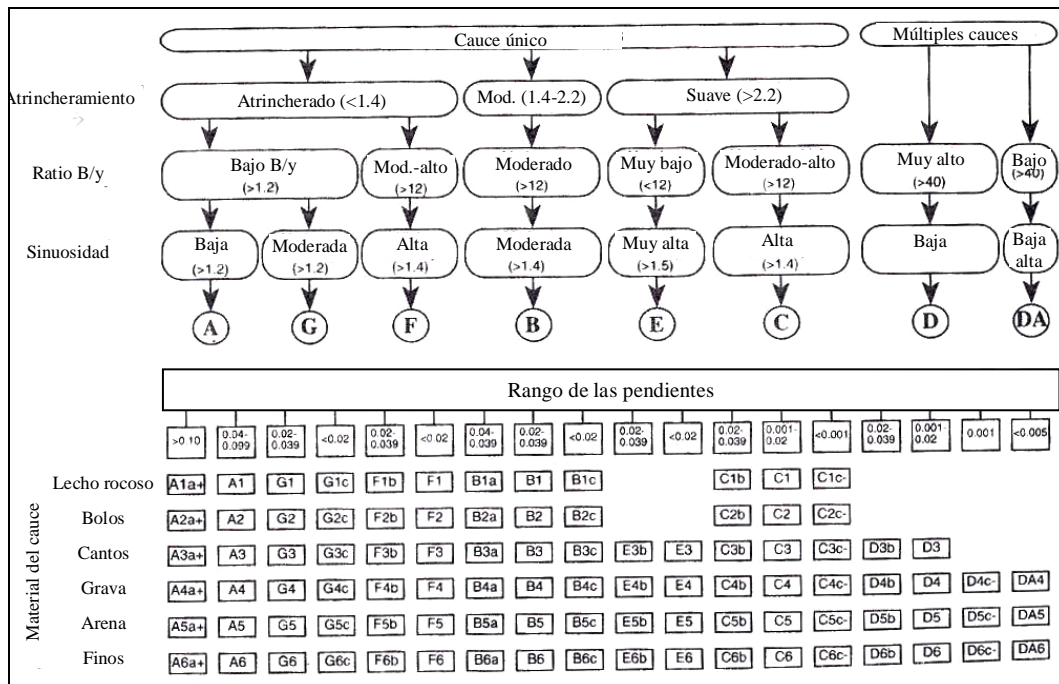


Figura 18: Diagrama para obtener las claves de clasificación de ríos según el método de Rosgen.

En cualquier caso, toda esta clasificación presenta un problema y éste es que se basan en los datos de campo de ríos que supuestamente están equilibrados, sin hacer referencia a desequilibrios erosivos o de sedimentación, lo que realmente nos interesa a los ingenieros.

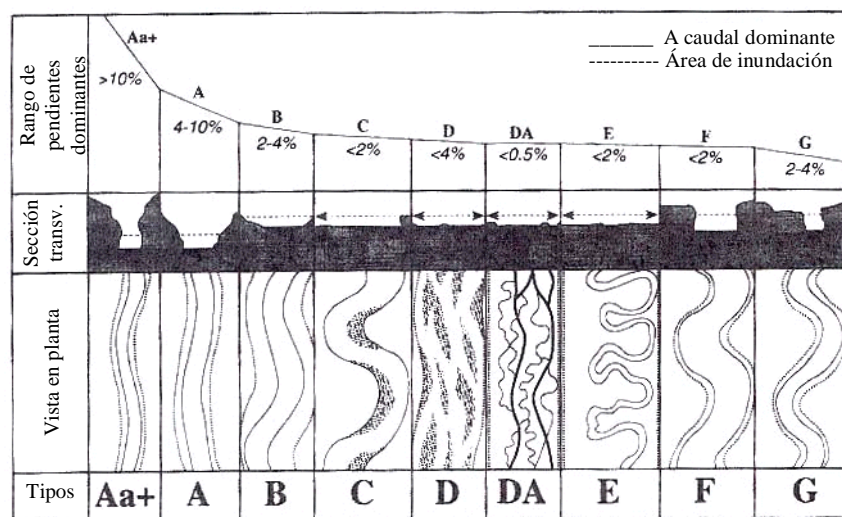


Figura 19: Vistas longitudinal, transversal y en planta de las claves de Rosgen.

Tipo	Descripción general	Atrinchera- amiento	B/y	Sinuosidad	Pendiente	Características
Aa+	Muy escarpado, profundamente atrinchera- do y transporte de derrubios.	<1.4	<12	1.0-1.1	>0.10	Relieve abrupto. Puede presentar tanto S, E o D. Potencial para producir corrientes de derrubios. Encajamientos profundos con presencia de escalones y remansos (saltos de agua).
A	Escarpado, atrinchera- do, barrancos. Muy alto transporte de derrubios con deposición. Muy estable si es de contorno rocoso.	<1.4	<12	1.0-1.2	0.04-0.10	Relieve abrupto. Puede presen- tar tanto S, E o D. Encajados y con cascadas, profundos remansos y asociados a lechos escalonados.
B	Pendiente y confinamiento moderados, con dominio de deposiciones y sin zonas de remanso. Perfil y orillas estables.	1.4-2.2	>12	>1.2	0.02-0.04	Relieve moderado con deposiciones coluviales y suelos residuales. Confinamiento y B/y moderados. Valles estrechos y predominio de rápidos y ocasionalmente remansos.
C	Baja pendiente, meandros, sedimentación en las orillas exteriores a las curvas, crestas, remansos, canales amplios y bien definidos.	>2.2	>12	>1.4	<0.02	Amplios valles con terrazas asociados a inundaciones y suelos aluviales. Suavemente encajados con meandros bien definidos. Morfología asimétrica de las secciones en curva.
D	Cauces trenzados con barras longitudinales y transversales. Cauce muy ancho con erosión en las orillas.	n/a	>40	n/a	<0.04	Amplios valles con abanicos aluviales y coluviales. Depósitos de derrubios glaciares, activo ajuste lateral con abundante aporte de sedimentos.
DA	Anastomosis, cauces estrechos y profundos con extensas regiones vegetadas entre ellos. Pendiente suave y gran sinuosidad. Orillas estables.	>4.0	<40	Variable	<0.005	Amplios valles con bajas pendientes y suelos de finos por acumulación aluvial o lacustre. Anastomosis con deposición de finos que genera barras vegetadas que son lateralmente estables con amplias llanuras de inundación.
E	Baja pendiente, meandros, crestas, remansos, baja ratio B/y e incipiente deposición. Meandros de gran radio de curvatura.	>2.2	<12	>1.5	<0.02	Amplios valles y meandros por llanuras de inundación de aporte aluvial. Altamente sinuosos y estables con vegetación en las orillas. Transversalmente, morfología asimétrica en las curvas con muy baja relación B/y.
F	Cauces con meandros confinados en bajas pendientes con gran ratio B/y.	<1.4	>12	>1.4	<0.02	Atrinchera- amiento en materiales altamente meteorizados. Pendientes suaves, con un alto ratio B/y y meandros lateral-mente inestables con alta erosión de las orillas.
G	Confinado en barranco, pendiente moderada y baja ratio B/y. Presencia de saltos y remansos.	<1.4	<12	>1.2	0.02-0.04	Escarpada morfología con moderada pendiente y baja relación B/y. Estrechos valles o profundas incisiones en materiales tanto aluviales como coluviales, p.e. abanicos o deltas. Inestables y con elevada erosión de las orillas.

Tabla 5: Resumen del criterio utilizado para la clasificación de Rosgen. S estable, E erosivo y D con sedimentación.

Por último, cronológicamente hablando, cabe nombrar la ampliación que realizó Downs en 1995 de la clasificación de Brice, añadiendo a las morfologías en planta y transversales los posibles efectos erosivos y acresivos de los flujos, tal y como muestra la figura 3.9.

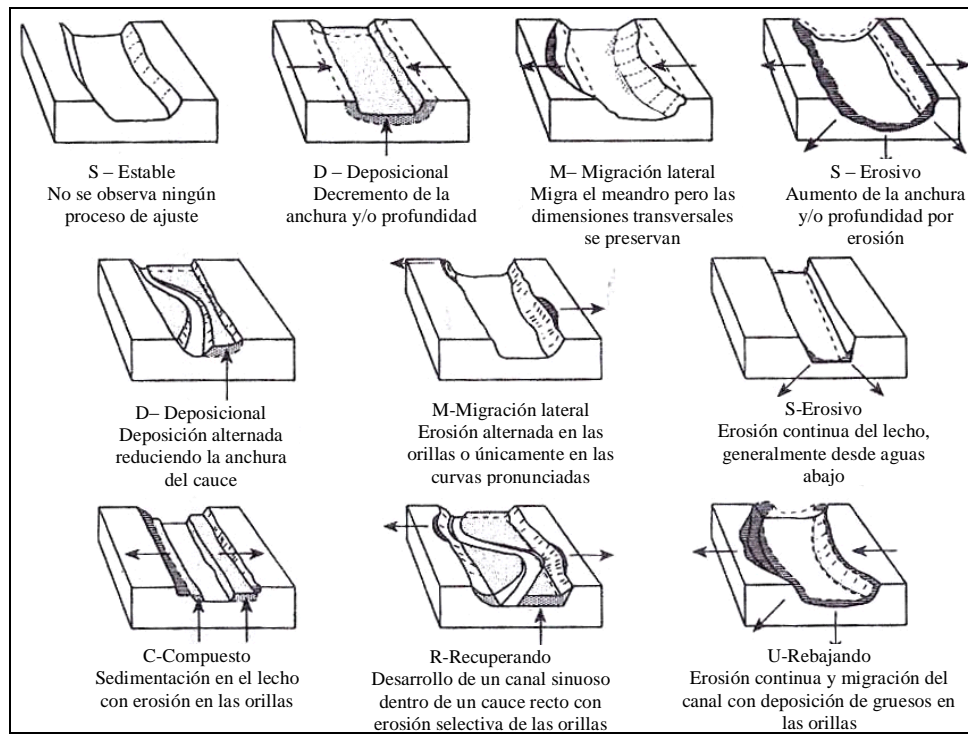


Figura 20: Clasificación de Downs de las morfologías cambiantes, Thorne (1997).

Tras la exposición de las diversas morfologías fluviales, tanto las sencillas como las más amplias y complejas, debemos situarnos en la que nos interesa en la presente tesina: los ríos trenzados o entrelazados, diferenciándolos de los ríos que padecen anastomosis. En el siguiente apartado repasaremos los particulares procesos de formación de estos cauces.

Intensidad de trenzado

Las variables utilizadas para ríos trenzados han ido ampliándose a lo largo de los últimos 40 años, con ciertas variaciones que muchas veces responden a una mayor ajuste entre la ecuación matemática y el significado físico de la variable definida. En la Tabla 6 se presenta la evolución de las variables clásicas más utilizadas, habiendo definiciones diversas de sinuosidad y del índice de intensidad del trenzado. Estos índices de intensidad de trenzado intentan cuantificar el grado de desarrollo de un cauce trenzado en contraposición a un cauce meandriforme. De hecho, como señala Thorne et al. (1997), hay dos categorías claras para estos índices: aquellos que se basan en el número de subcanales activos o barras centrales en las secciones transversales, y aquellos que se basan en la ratio de la suma de longitudes de canales dentro de la zona ocupada por el curso con relación a la longitud del cauce total. Estos últimos son en realidad medidas de sinuosidad total. Realmente estos dos tipos de medidas representan aspectos distintos del trenzado.

Autor	Índice de trenzado ²
Brice (1960,1964)	$I.T. = \frac{2(\sum \text{longitudes de barras e islas en un tramo})}{\text{longitud del eje del tramo}}$
Howard et al. (1970)	$I.T. = (n^{\circ} \text{ medio de canales por sección transversal}) - 1$
Engelund y Skovgaard (1973), Parker (1976), Fujita (1989)	$\text{Modo} = n^{\circ} \text{ de líneas de barras alternadas (y pequeños flujos sinuosos)}$ $= 2 \cdot (n^{\circ} \text{ de brazos y barras laterales por sección transversal})$
Rust (1978)	$\text{Modo} = n^{\circ} \text{ de brazos por longitud de onda del meandro}$
Hong y Davies (1979)	$\text{Sinuosidad total} = \frac{\text{longitud del segmento de canal}}{\text{longitud del cauce total}}$
Mosley (1981)	$I.T. = \frac{\text{longitud total de los canales a caudal dominante}}{\text{longitud del canal principal}}$
Richards (1982)	$\text{Sinuosidad total} = \frac{\text{longitud de todos los canales activos}}{\text{longitud del valle}}$
Ashmore (1991)	$N^{\circ} \text{ medio de canales activos por sección}$ $N^{\circ} \text{ medio de canales activos vinculados a la red de trenzado}$
Friend y Sinha (1993)	$R.T. = \frac{\sum \text{longitud de la línea media de todos los canales}}{\text{longitud de la línea media del canal principal}}$

Tabla 6: Posibles índices de trenzado o grado de trenzamiento según Bridge (1993).

Generalmente, el primer tipo de índice es preferible porque mide la intensidad con la que se divide el flujo que es la esencia del trenzamiento. Este tipo de índice puede ser utilizado para comparar la intensidad de trenzado en tramos adyacentes e identificar la tendencia a trenzarse de cada tramo. El segundo tipo, basado en la sinuosidad total, combina la intensidad de dividirse de un flujo con la sinuosidad de los canales, variables que se refieren a características morfológicas distintas. Bridge (1993) hace constar esta incongruencia física, por la cual un río con un gran número de canales relativamente rectos tiene la misma sinuosidad total que uno con pocos canales, pero muy sinuosos.

La sinuosidad es una variable propia de cursos meandriformes por lo que se convierte en una variable diferenciadora entre ambas tipologías de cauces. Su definición no siempre ha sido la misma, pero la más utilizada y con mayor significado físico es la que sigue, donde la LR representa la longitud del tramo sobre el eje del cauce y la Lcmax es la longitud medida sobre la curva equidistante a las orillas del cauce en meandriformes y para trenzados idéntica definición en el brazo más ancho del cauce: $P = L_{cmax} / LR$.

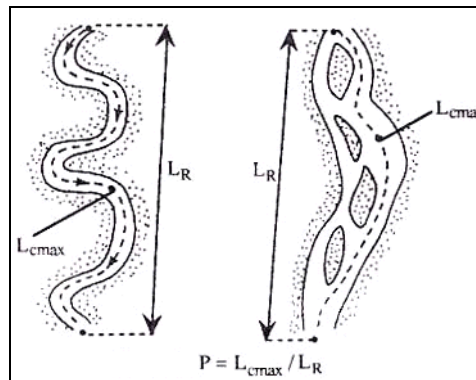


Figura 21: Diagrama de las variables para el cálculo de la sinuosidad (P). Friend (1993).

En cambio, el índice de trenzado es propio para ríos con esa morfología. De los tres índices de trenzado expuestos el más correcto es el último, la denominada ratio de trenzado de Friend y Sinha (1993). En la Figura 22, se representan las variables que definen los 3 índices de trenzado más importantes: el de Brice, Rust y Friend y Sinha. La ratio de trenzado, si el cauce solamente presenta un canal o brazo, resulta ser la unidad, por tanto puede definirse un río de canal único o sinuoso como el de $RT=1$. De hecho las ecuaciones de sinuosidad y la de RT pueden combinarse,

$$RT = \frac{L_{ctot}}{P \cdot L_R} = P_{ctot} / P$$

Que no es otra cosa que la comparación de la sinuosidad total de los canales con la sinuosidad del cauce.

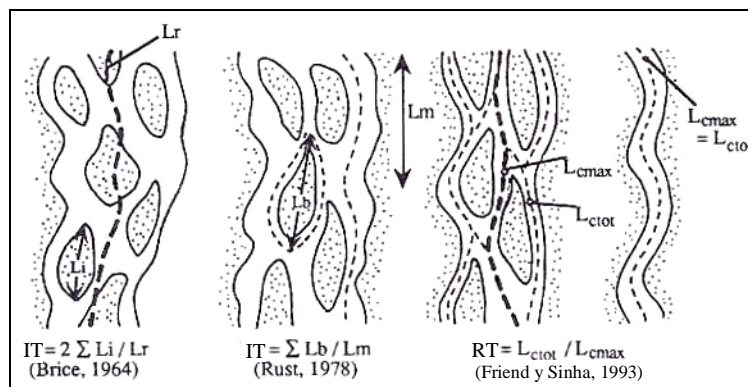


Figura 22: Diagrama con las variables de algunos índices de trenzado según Friend y Sinha (1993).

Veamos que la utilización de estos dos parámetros, la sinuosidad y la ratio de trenzado pueden definirse para cualquier curso y situar en un gráfico cartesiano el par de valores de ese río. Así lo hicieron Friend y Sinha (1993) con muchos tramos de tres ríos de la India: el Gandak, un

cauce claramente trenzado, el Burhi Gandak, un río sinuoso de canal único y el Baghmatti, un cauce en transición entre ambas morfologías o semitrenzado. Los resultados definieron cuatro regiones en el espacio P-RT donde se sitúa cada tipología fluvial, se presenta en la Figura 23.

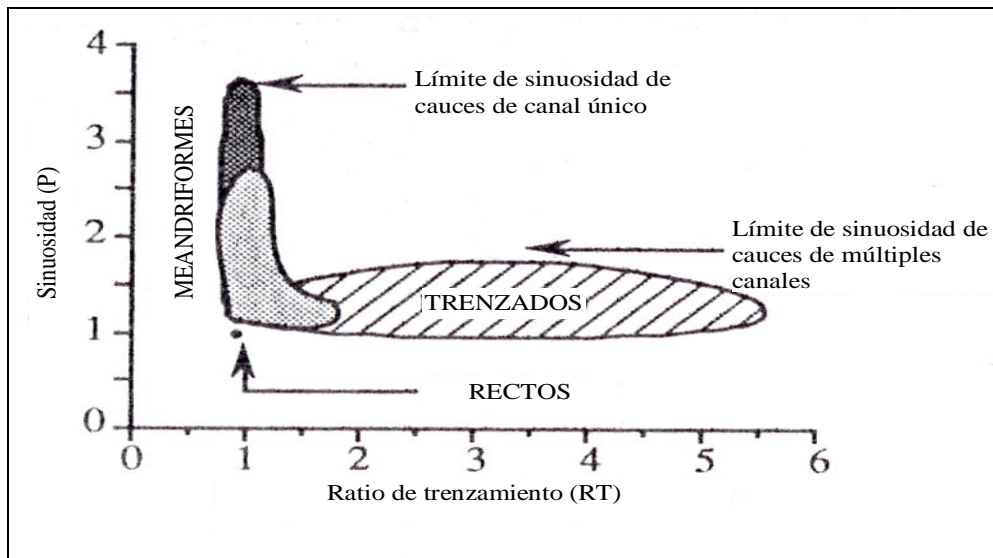


Figura 23: Diagrama generalizado para el rango de variación de la sinuosidad (P) y la ratio de trenzado (RT) observado en ríos. Friend y Sinha (1993).

Veamos las cuatro regiones. Si un río es recto su representación en el gráfico es el punto (1,1), pues no presenta sinuosidad ni trenzamiento. A medida que un cauce se vuelve sinuoso el valor de P aumenta y si el cauce no se divide el valor de RT se mantiene igual a la unidad. Por tanto los ríos meandriformes comprenden la región vertical que se extiende de P mayor de 2,5, mientras que los ríos trenzados presentan un valor de RT mayor a la unidad y puede darse un cierto grado de sinuosidad en sus canales, por lo que están definiendo la región horizontal de RT mayor que 1,5 y P entre 1 y 2. La última región definida a caballo de las otras dos es la de los ríos de transición que presentan valores de P entre 1 y 2,5 y combinados con un RT entre 1 y 1,5.

Si se comparan estos resultados con las regiones definidas de forma clásica (por ejemplo Leopold) entre ríos sinuosos y entrelazados a partir de la pendiente del cauce y el caudal, vemos que desmienten que esas dos variables exclusivamente puedan catalogar a los diferentes ríos. Estos parámetros P y RT, que curiosamente son geométricos y no utilizan de forma directa las variables hidráulicas, definen todas las regiones con una fiabilidad muy alta, independientemente de la granulometría del lecho a diferencia de lo que pasa en las divisiones realizadas por caudal-pendiente. Además pueden ser definidos para cualquier tramo de río con una simple fotografía aérea.

Por ejemplo, Schumm y Khan (1977) presentan relaciones entre las diversas pendientes y la sinuosidad a partir de medidas en un modelo de laboratorio con caudal constante, estableciendo fronteras entre las tres morfologías básicas, sin contar la anastomosis. Las relaciones entre la sinuosidad y la pendiente del cauce (S , que es la del lecho de arena bajo el agua) aparecen en la figura 4.5; en bajas pendientes el canal del modelo permanece recto incluso con leves incrementos de dicha pendiente, pero pasado un determinado valor (del orden de 0.2% de pendiente) comienza a aumentar la sinuosidad hasta valores de 1,25; si se continúa aumentando la pendiente la sinuosidad no aumenta, sino que cae en picado y la morfología pasa a trenzada.

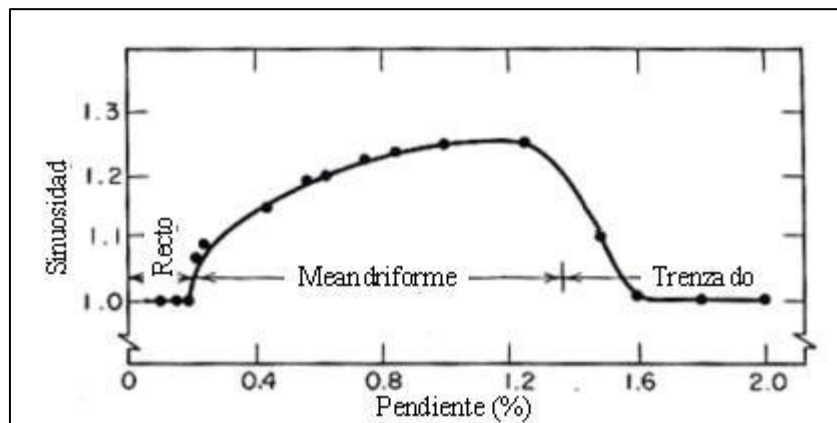


Figura 24: Evaluación de la sinuosidad con la pendiente del cauce, por Schumm y Khan en 1973. Schumm (1977).

Granulometría

El objetivo del estudio de la granulometría del material del lecho es conocer la distribución de los distintos tamaños de grano que se encuentran en el cauce del río. De esta forma se podrán calcular fácilmente los diámetros asociados a los percentiles que se requieren en los cálculos hidráulicos que siguen.

El estudio comienza con la toma de muestras *in situ*. Se recomienda obtener más de una muestra del lecho del río para contrastar los diferentes resultados que se puedan obtener. Dicha muestra se hace pasar por una serie de cribas con tal de separar los granos en función de su diámetro. Generalmente las aberturas de las cribas suelen ser potencias de 2, llamado también escala de Udden, de tal forma que las aberturas son, en milímetros, las siguientes.

$$\frac{1}{64}; \frac{1}{32}; \frac{1}{16}; \frac{1}{8}; \frac{1}{4}; \frac{1}{2}; 1; 2; 8; 16; 32; 64$$

No obstante, suele ser más como trabajar con una escala logarítmica llamada escala de Fi o escala de Krumbein se aplica, para lo cual hay que aplicar la siguiente transformación a cada medida en milímetros.

$$\Phi = -\log_2 D$$

Una vez realizada la separación en función del tamaño de grano, se calculan las frecuencias relativas para grupo en función del peso de los granos. Dividiendo el peso de cada fracción entre el peso total de muestra se obtiene la Distribución de Frecuencias Relativas (f) de la muestra.

El siguiente paso es construir la Distribución de Frecuencias Absolutas, que no es más que conocer la proporción de muestra que deja pasar por un filtro de abertura x . Por tanto, si ajustamos la Distribución Acumulada a una función conocida mediante regresión, podremos obtener todos los parámetros estadísticos que necesitamos para el cálculo hidráulico.

Cabe destacar que, en la práctica, la granulometría con muestras con presencia de material grueso ($D > 2\text{mm}$) y material fino se puede hacer de forma diferenciada, por la dificultad que presenta la práctica del método descrito para materiales de tamaño grueso. Una vez extraída la muestra, se retiran los materiales gruesos y con los finos se usa la metodología arriba descrita, dejando aparte el estudio de la fracción gruesa.

El estudio de la fracción gruesa comienza por la medición, a cada clasto, de la longitud de los 3 ejes ortogonales que llamaremos A, B y C en adelante. Una vez medidos A, B y C se define como tamaño medio geométrico el diámetro equivalente a un clasto esférico con el mismo volumen que el original, por tanto con la misma masa.

$$D = \sqrt[3]{A \cdot B \cdot C}$$

Para obtener el peso aproximado de cada clasto se calcula el volumen de cada uno y se multiplica por la densidad

$$M = \frac{4\pi}{3} \left(\frac{D}{2}\right)^3 \rho$$

Una vez calculado el peso de cada fracción, se puede seguir con el mismo procedimiento que para la fracción fina.

Una vez estudiados la fracción gruesa y la fracción fina, la función de Distribución Relativa y Acumulada se efectúa teniendo en cuenta el peso de cada fracción en relación a la muestra total.

Regionalización de la cuenca

La regionalización de la cuenca es un procedimiento que permite estimar uno o más parámetros de una cuenca de estudio de la cual no se conocen las variables que la definen. En el presente estudio, no existen datos fiables o lo suficientemente extensos como para realizar un estudio de caudales en función del periodo de retorno, por lo que se ha propuesto el método de la regionalización del caudal.

El primer paso para proceder es identificar cuencas o subcuencas aledañas a la cuenca estudio para los cuales existan series de datos de caudales suficientemente extensos como para hacer un estudio probabilístico. Hay que asegurarse que las cuencas o subcuencas identificadas sean lo más parecido al de estudio, en cuanto a área, pendiente, usos de suelo, vegetación, etc, ya que este procedimiento estimará el caudal de la cuenca de estudio en función de las identificadas.

El siguiente paso es recoger toda la información sobre las cuencas y subcuencas aledañas, con tal de homogeneizar las características y elegir aquellas que tengan el mayor grado de semejanza con la cuenca de estudio. En caso de no disponer de estudios detallados de cada cuenca, así como de la cuenca de estudio, se puede recurrir a métodos basados en SIG. Con estas herramientas se pueden obtener, a partir de rasters de Modelo Digital de Elevación (DEM) disponibles gratuitamente en la web, redes de drenaje y cuencas asociadas a cualquier punto de salida de la misma. De esta forma, y trabajando de forma correcta y coherente con el DEM, se pueden obtener áreas de drenaje, jerarquización de cursos y pendientes del terreno de la cuenca asociada para cada estación de registro.

Una vez identificados las cuencas y subcuencas que cumplan con los requisitos para efectuar la regionalización de la cuenca de estudio, se debe procesar las series de datos de cada una de ellas con tal de asociar los caudales máximo anuales a ciertos periodos de retorno que interesen estimar.

Para la estimación de caudales máximos anuales en función del periodo de retorno existen diversos métodos estadísticos, como por ejemplo el método de Gumbel, el método de Nash (que permite ajuste por mínimos cuadrados) y el método de Levediev, que asemeja la distribución a una Pearson de tipo III.

A continuación se describirá el método de Gumbel, que posteriormente se usará para el cálculo de caudales máximos anuales para cada una de las series de datos.

- 1) De toda la serie, se escogen solamente los caudales máximos de cada año. Por tanto, se tendrá una serie con N datos igual a los años que existen registro de caudales.

- 2) Con los caudales (Q_i) y el número de datos (N) se calculan los siguientes estadísticos

- Q_m : Caudal medio aritmético de la serie. $Q_m = \frac{\sum_{i=1}^N Q_i}{N}$
- σ_N, \bar{Y}_N : Constantes en función de N . Consultar Tabla 7.
- σ_Q : Desviación estándar de los caudales. $\sigma_Q = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N Q_m^2 - N Q_m^2}{N-1}}$

N	\bar{Y}_N	σ_N	N	\bar{Y}_N	σ_N
8	0.4843	0.9043	49	0.5481	1.1590
9	0.4902	0.9288	50	0.54854	1.16066
10	0.4952	0.9497	51	0.5489	1.1623
11	0.4996	0.9676	52	0.5493	1.1638
12	0.5053	0.9833	53	0.5497	1.1653
13	0.5070	0.9972	54	0.5501	1.1667
14	0.5100	1.0095	55	0.5504	1.1681
15	0.5128	1.02057	56	0.5508	1.1696
16	0.5157	1.0316	57	0.5511	1.1708
17	0.5181	1.0411	58	0.5515	1.1721
18	0.5202	1.0493	59	0.5518	1.1734
19	0.5220	1.0566	60	0.55208	1.17467
20	0.52355	1.06283	62	0.5527	1.1770
21	0.5252	1.0696	64	0.5533	1.1793
22	0.5268	1.0754	66	0.5538	1.1814
23	0.5283	1.0811	68	0.5543	1.1834
24	0.5296	1.0864	70	0.55477	1.18536
25	0.53086	1.09145	72	0.5552	1.1873
26	0.5320	1.0961	74	0.5557	1.1890
27	0.5332	1.1004	76	0.5561	1.1906
28	0.5343	1.1047	78	0.5565	1.1923
29	0.5353	1.1086	80	0.55688	1.19382
30	0.53622	1.11238	82	0.5572	1.1953
31	0.5371	1.1159	84	0.5576	1.1967
32	0.5380	1.1193	86	0.5580	1.1980
33	0.5388	1.1226	88	0.5583	1.1994
34	0.5396	1.1255	90	0.55860	1.20073
35	0.54034	1.12847	92	0.5589	1.2020
36	0.5410	1.1313	94	0.5592	1.2032
37	0.5418	1.1339	96	0.5595	1.2044
38	0.5424	1.1363	98	0.5598	1.2055
39	0.5430	1.1388	100	0.56002	1.20649
40	0.54362	1.14132	150	0.56461	1.22534
41	0.5442	1.1436	200	0.56715	1.23598

Tabla 7: Valores de σ_N, \bar{Y}_N según la distribución de Gumbel.

- 3) Se calculan el caudal máximo anual en función del periodo de retorno

$$Q_{max}(T) = Q_m - \frac{\sigma_Q}{\sigma_N} (\bar{Y}_N - \ln T)$$

- 4) Para calcular el intervalo de confianza, aquel dentro del cual puede variar Q_{max} dependiendo del registro disponible se hace lo siguiente:

- Se calcula el intervalo de confianza $\phi = 1 - 1/T$

- Si $0.2 < \phi < 0.9$

$$\Delta Q = \pm \sqrt{N} \propto \sigma_m \frac{\sigma_Q}{\sigma_N \sqrt{N}}$$

- Si $\phi > 0.9$

$$\Delta Q = \pm \frac{1.14 \sigma_Q}{\sigma_N}$$

ϕ	$\sqrt{N \alpha \sigma_m}$
0.01	(2.1607)
0.02	(1.7894)
0.05	(1.4550)
0.10	(1.3028)
0.15	1.2548
0.20	1.2427
0.25	1.2494
0.30	1.2687
0.35	1.2981
0.40	1.3366
0.45	1.3845
0.50	1.4427
0.55	1.5130
0.60	1.5984
0.65	1.7034
0.70	1.8355
0.75	2.0069
0.80	2.2408
0.85	2.5849
0.90	(3.1639)
0.95	(4.4721)
0.98	(7.0710)
0.99	(10.000)

Tabla 8: Valores de $\sqrt{N \alpha Q_m}$ en función de ϕ

- 5) El intervalo de confianza será, por tanto $[Q_{\max} - \Delta Q, Q_{\max} + \Delta Q]$. Por tanto, para cada periodo de retorno T, el máximo anual dentro del intervalo de confianza será $Q_{\max} + \Delta Q$.

Una vez se tienen procesadas todas las series correspondientes a cada estación de registro elegido, se procede a la regionalización propiamente dicha. Para ello, las dos variables que se correlacionarán serán el caudal al paso por la estación de registro y el área de drenaje. Por tanto, para cada periodo de retorno, se construirán dos líneas de tendencia del tipo $Q = Q(A)$, uno para el límite inferior del intervalo de confianza del caudal máximo anual y para el límite superior.

Por último solo cabe entrar en cada función $Q = Q(A)$ con el área de la cuenca de estudio. Como resultado se obtendrá la evolución del intervalo de confianza en función del periodo del retorno para la cuenca de estudio.

Métodos de Resistencia al Flujo para cálculo de caudales.

A continuación se presentan varios métodos que los autores han propuesto a lo largo de los años, desde los inicios del estudio de la dinámica fluvial hasta el presente. Cabe aclarar que no son los únicos, existen mucho otros métodos propuestos por otros autores así como revisiones a los métodos ya existentes.

Ordenados cronológicamente, cada método propone alguna diferencia respecto a la anterior, bien por introducción de nuevas variables o bien como presentación de resultados de experimentos, tanto de laboratorio como observados en la naturales, llevados a cabo por el propio autor o como trabajo compilatorio de varios autores.

Por último, señalar que estos métodos fueron planteados para flujo uniforme y permanente en canales rectos y de sección constante, por lo que la pendiente de fondo y del gradiente hidráulico coincide. Por lo general, estos métodos tienen objeto de determinar la velocidad media de la sección en función características geométricas de la sección, pendiente del cauce, calado y características de los sedimentos así como de las formas del lecho.

Método de Manning y Stickler

El ingeniero francés Robert Manning (1816-1897) presentó a finales del siglo XIX. lo que se conoce como la Formula de Mannig para el cálculo de velocidades en canales abiertos. En realidad es una revisión del método de Chezy, revisado para canales abiertos, donde se relacionan las siguientes variables hidráulicas:

- U: Velocidad media de la sección [m/s]
- R_h : Radio hidráulico [1]
- S: Pendiente de la línea de energía [1]
- n: “*n de Manning*” [1]

$$U = \frac{1}{n} \cdot S^{1/2} \cdot R_h^{2/3}$$

Como podemos observar, la resistencia al flujo de la sección viene cuantificada en la constante *n de Manning*, por lo que la dificultad y la problemática del uso de dicha ecuación pasa por una óptima estimación de la *n*. No obstante, existe amplia literatura sobre la estimación de la *n* dependiendo de las características del material de lecho, vegetación presente en el cauce y otros aspectos, que ayuda al estimador a detallar lo máximo posible la resistencia al flujo global de la sección.

Así mismo, desde mediados del siglo XX distintos autores han presentado soluciones de cálculo para la estimación de la n de Manning a partir de la granulometría del lecho y de las variables del flujo. A continuación se presentan varios métodos para su estimación.

- Meyer – Peter y Muller (1948) $n = 0.038D_{90}^{1/6}$
- Raudkivi (1976) $n = 0.0411D_{65}^{1/6}$
- Simons y Senturk (1976) $n = 0.0389D_{50}^{\frac{1}{5}}$
- Garde y Raju (1978) $n = 0.047D_{50}^{1/6}$
- Bray (1979) $n = 0.0593D_{50}^{0.179}$
- Cano (1988) $\frac{1}{\sqrt{f}} = a[-\log(1.352a) + \log\left(\frac{4R}{K}\right)]$
 $a = 5.7798k^{0.139633}$
 $n = \frac{R_H^{1/6}}{\sqrt{8g/f}}$

En las anteriores notaciones, los parámetros D_{50} , D_{65} y D_{90} son diámetros característicos del material del lecho, hallados a partir del estudio de la granulometría. Por otro lado, el parámetro f de las ecuaciones de Cano es el factor de fricción de Darcy – Weisbach, la K es la altura de los elementos de rugosidad y g es la aceleración gravitacional.

Método de Cruickshank y Maza

Basado en observaciones experimentales, Cruickshank y Maza (1973) propusieron el siguiente método para el cálculo de la velocidad media de la sección para flujos turbulentos en lechos móviles.

Las variables hidráulicas empleadas en este método son, a parte de las ya definidas, las siguientes:

- h : Tirante o calado [m].
- Δ : peso específico sumergido del sedimento [1].
- λ_s : peso volumétrico del material del cauce [kg/m^3].
- λ : peso volumétrico del agua [kg/m^3].
- w_{50} : Velocidad de caída de las partículas con diámetro D_{50} .
- ν : viscosidad cinemática del agua [m^2/s].

Este método pasa por la comparación de los siguientes tres parámetros adimensionales:

- h/D_{84} : Similitud geométrica. Medida de la escala de turbulencia en relación al diámetro representativo del material del lecho.
- $hS/\Delta D_{84}$: Parámetro que considera los esfuerzos relativos.
- $US/\Delta w_{50}$: Parámetro que mide la intensidad relativa de la turbulencia necesaria para mantener el sedimento en suspensión.

La velocidad de caída de una partícula de diámetro D_x se calcula mediante la fórmula de Rubey:

$$w_x = F_1 \sqrt{\Delta g D_x}$$

$$F_1 = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36v^2}{\Delta g D_x^3}} - \sqrt{\frac{36v^2}{\Delta g D_x^3}}$$

En la Figura 25 se puede apreciar el resultado del trabajo de Cruickshank y Maza.

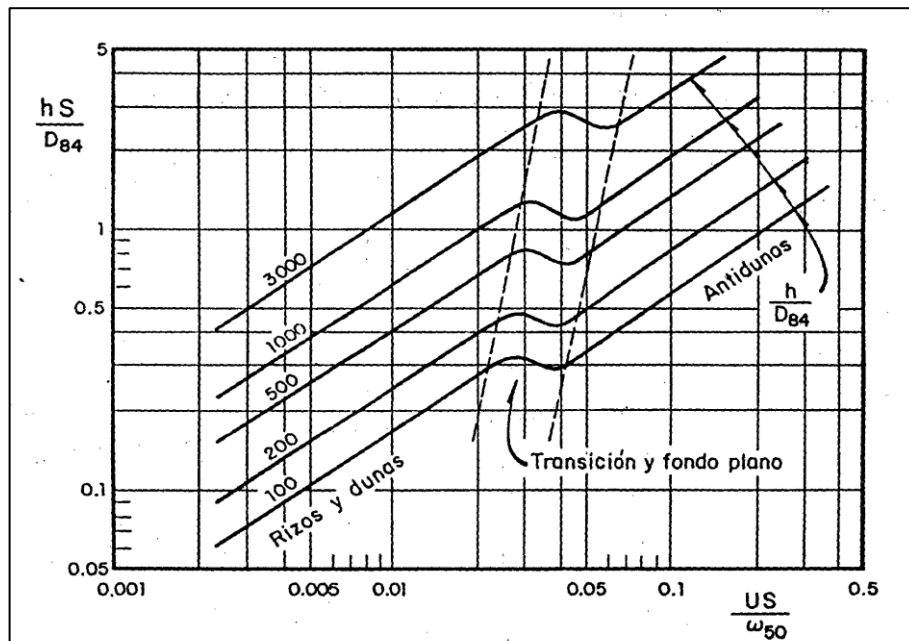


Figura 25: Diagrama para obtener la resistencia al flujo en cauces arenosos, según Cruickshank y Maza

Las ecuaciones que gobiernan este método son las siguientes:

$$\frac{U}{w_{50}} = 7.58 \left(\frac{h}{D_{84}} \right)^{0.634} \left(\frac{S}{\Delta} \right)^{0.456} \quad \text{si se cumple} \quad \frac{1}{S} \geq 83.5 \left(\frac{h}{\Delta D_{84}} \right)^{0.35}$$

$$\frac{U}{w_{50}} = 6.5 \left(\frac{h}{D_{84}} \right)^{0.644} \left(\frac{S}{\Delta} \right)^{0.352} \quad \text{si se cumple} \quad \frac{1}{S} \leq 66.5 \left(\frac{h}{\Delta D_{84}} \right)^{0.382}$$

Método de Einstein y Barbarrosa

La innovación del método de Einstein y Barbarrosa (1952) radica en la separación de la resistencia al flujo total entre la resistencia que ejerce la superficie debido al tamaño de grano y gradación del material del lecho y la resistencia que ejercen las formas de lecho en cauces arenosos.

La separación se hace efectiva suponiendo que parte del radio hidráulico corresponde a la resistencia de grano, y parte a la resistencia a las formas del lecho, de manera que la suma de las dos sea el radio hidráulico total de la sección.

Las nuevas variables hidráulicas que se emplean en este método son las siguientes:

- τ_o : Esfuerzo tangencial por unidad de superficie de fondo [kg/m^2].
- τ'_o : Esfuerzo tangencial por unidad de superficie de fondo, debido a resistencia de grano [kg/m^2].
- τ''_o : Esfuerzo tangencial por unidad de superficie de fondo, debido a resistencia por forma de fondo [kg/m^2].
- U_*' : Velocidad de fricción asociada a la rugosidad de grano [m/s].
- U_*'' : Velocidad de fricción asociada a las formas de fondo [m/s].
- δ' : Espesor de la subcapa viscosa. Zona donde predominan las fuerzas viscosas sobre las de inercia) [m]
- ψ' : Parámetro de Einstein.
- x : Factor de corrección. Función de D_{65}/δ'

Se trata de un método iterativo que comienza con la suposición de un valor de R' , inferior a R . A partir de aquí se calculan los distintos parámetros según las siguientes ecuaciones.

$$\begin{aligned}\tau_o &= YRS & \tau'_o &= YR'S & \tau''_o &= YR''S \\ U_* &= \sqrt{gRS} & U_*' &= \sqrt{gR'S} & U_*'' &= \sqrt{gR''S} \\ U_*^2 &= (U_*')^2 + (U_*'')^2 \\ \delta' &= \frac{11.6\nu}{U_*'} & \psi' &= \frac{\Delta D_{35}}{R'S}\end{aligned}$$

Las Figura 26 y Figura 27 son utilizados en el método para la estimación de x y U/U_*'' respectivamente.

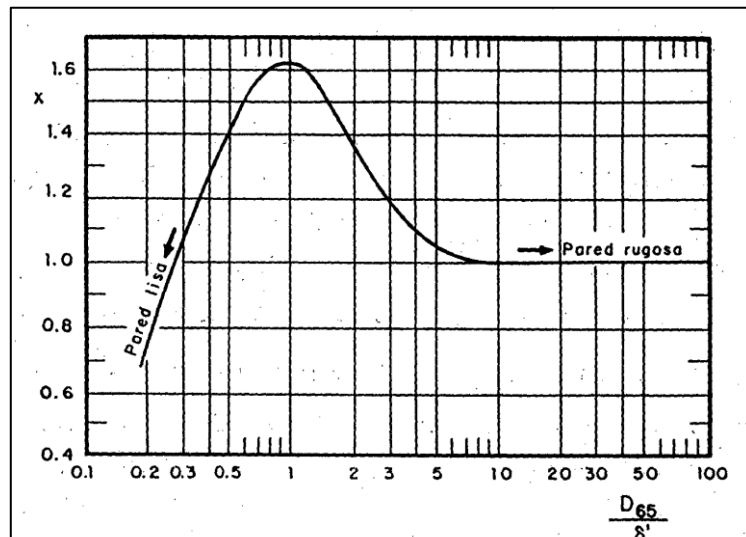


Figura 26: Determinación de x a partir de D_{65}/δ' .

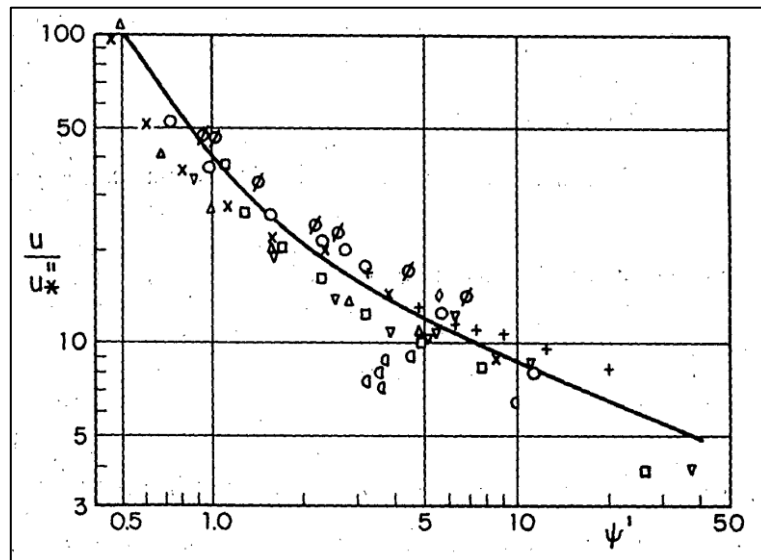


Figura 27: Determinación de U/U_* a partir de ψ' .

Para calcular pérdida por fricción debido solo a la fricción de las partículas, Einstein y Barbarrosa utilizan la ecuación de Keulegan.

$$\frac{U}{U_*} = 5.75 \log \left(12.27 x \frac{R'}{D_{65}} \right)$$

La metodología para el cálculo iterativo viene ilustrado en la Figura 28.

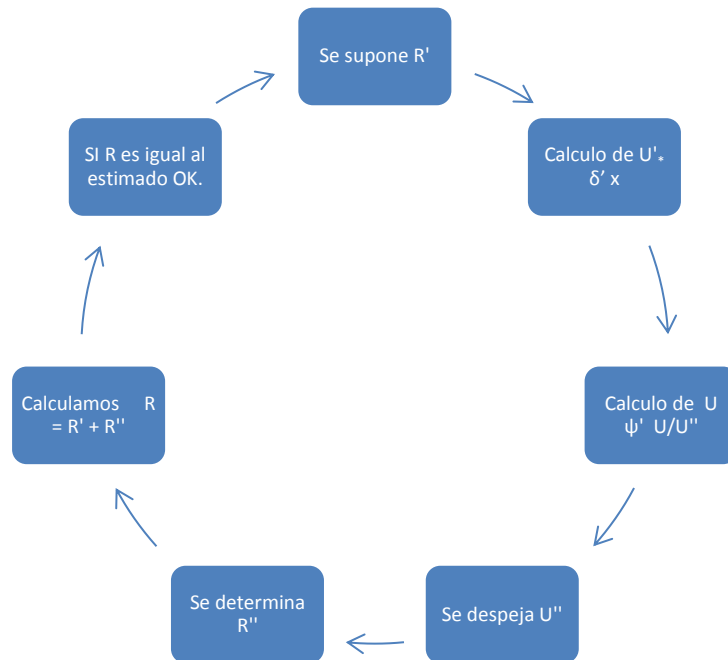


Figura 28: Diagrama ilustrativo del método iterativo de Einstein y Barbarrosa.

Método de Engelund y Hansen

Engelund y Hansen (1967) propusieron un método en que la división de la resistencia al flujo se hiciera efectiva en la separación de la pendiente de forma que S' fuera la pendiente que incluye la resistencia de grano y S'' la resistencia por forma de fondo, siendo la pendiente total de la línea de energía (S) es la suma de las dos pendientes.

Estos autores supusieron que la resistencia de formas de fondo son provocadas por la separación aguas debajo de las dunas, y para ello emplearon la ecuación de pérdidas por expansión de Carnot. Las pérdidas por fricción asociadas a la rugosidad total del cauce son cuantificadas mediante la ecuación de Darcy-Weisbach.

Con esta separación de la pendiente de la línea de energía, solo una parte del esfuerzo cortante τ_o esta relacionada con la formación de dunas y el transporte de sedimentos. De forma que τ'_o es la parte del esfuerzo cortante que actúa en el lecho cubierto de dunas, este debería quedar incluido en las relaciones que describen el transporte de sedimento.

$$\Theta = \frac{RS}{\Delta D_{35}} \quad \Theta' = \frac{R'S}{\Delta D_{35}}$$

Siendo:

- Θ : esfuerzo cortante adimensional total

- Θ' : esfuerzo cortante adimensional que toma en cuenta la resistencia de la superficie.

De forma experimental, los autores concluyeron que debía existir cierta correlación entre estas dos variables de forma que $\Theta' = \Theta'(\Theta)$

En la Figura 29 se ilustra la relación entre Θ y Θ' .

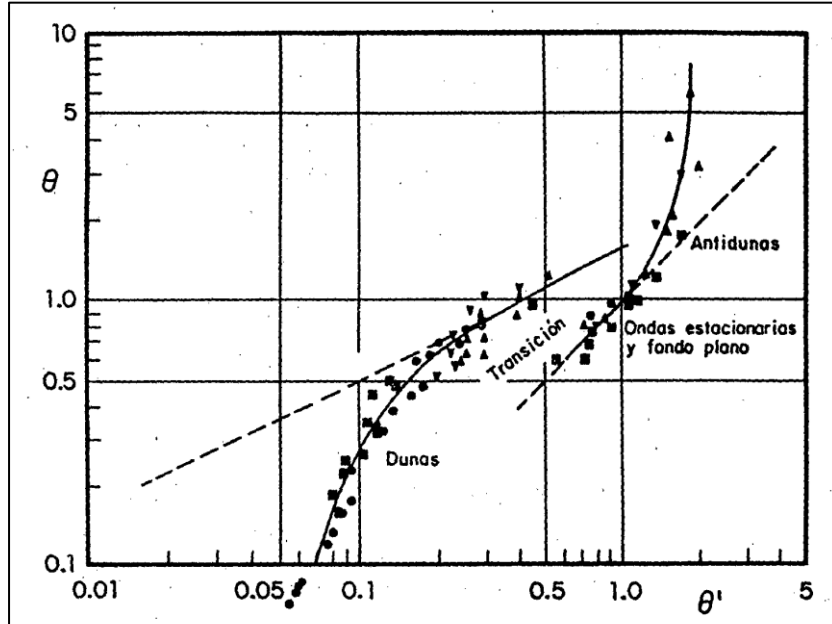


Figura 29: Relación entre Θ y Θ' y régimen de flujo dependiente de Θ .

La relación entre la velocidad media y la velocidad de fricción asociada a la resistencia de grano que se emplea en este método es el siguiente.

$$\frac{U}{U'_*} = 9.5 \left(\frac{R'}{2D_{65}} \right)^{1/8}$$

Por otra parte, la se puede usar para verificar el régimen en función de U/U_* y U/\sqrt{gh}

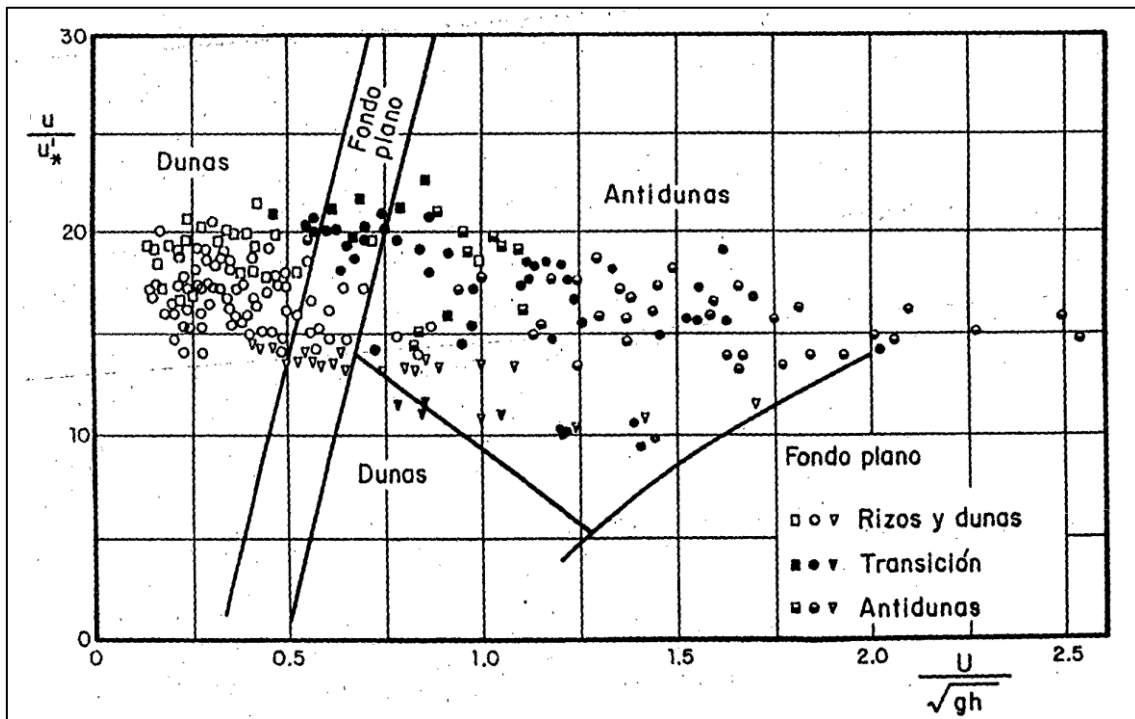


Figura 30: Clasificación del flujo en función de la velocidad media y la velocidad de fricción asociado a las partículas

Por último, se describe el método iterativo que proponen Engeldun y Hansen.

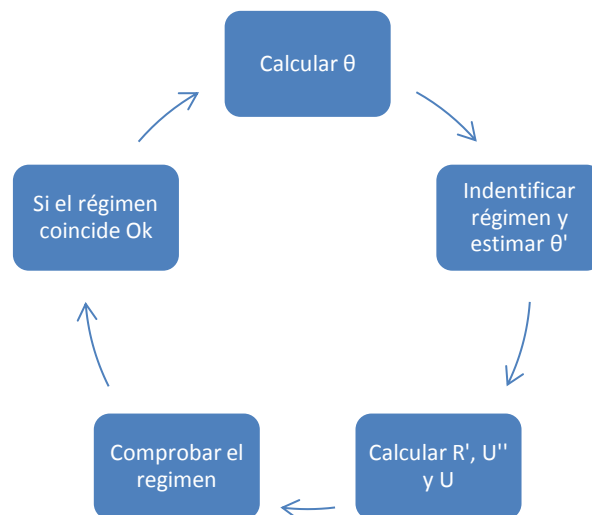


Figura 31: Diagrama de iteración del método de Engeldun y Hansen.

Método de Van Rijn

El método de Van Rijn (1982) propone separar las pérdidas debidas a la resistencia de grano y resistencia de forma. A su vez, supone que las dimensiones de la formas de fondo dependen principalmente del transporte de sedimentos en suspensión.

Para ello, Van Rijn introduce dos parámetros nuevos, uno que considera las características de las partículas del sedimento y el segundo el transporte de sedimentos.

$$D = D_{50} * \left(\frac{\Delta}{v^2 g} \right)^{1/3}$$

$$T = \frac{(U'_*)^2 - (U'_{*cr})^2}{(U'_{*cr})^2}$$

U'_{*cr} es la velocidad asociada al esfuerzo cortante crítico y se calcula con el criterio de Shields.

$U'_* = \left(\frac{\sqrt{g}}{C'} \right) U$ donde C es el coeficiente de Chezy que tiene en cuenta únicamente la resistencia al flujo de los granos.

$$C' = 18 \log \left(\frac{12R}{3D_{90}} \right)$$

Dependiendo del valor de D_* y T, se definen distintas formas de fondo, como se puede apreciar en la Figura 32.

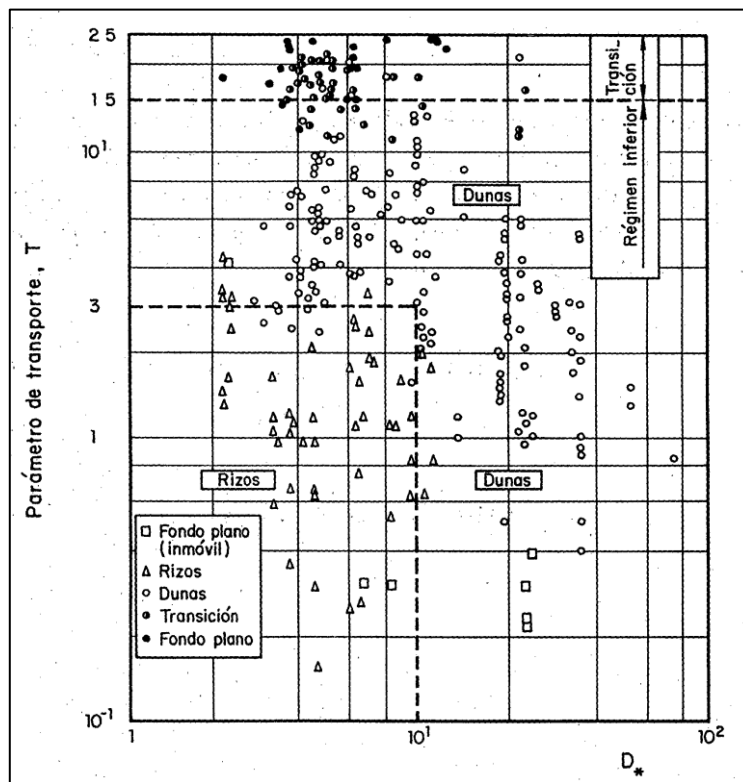


Figura 32: Clasificación de las formas de fondo según Van Rijn.

Cabe destacar que este modelo sirve para valores de T menores que 25. Si el valor de T es mayor Van Rijn no ofrece alternativa.

A partir del diagrama de la Figura 33 se puede deducir el valor del parámetro θ_{cr} a partir del valor de D_* , parámetro que nos sirve para calcular U'_{*cr} según la siguiente relación.

$$\theta_{cr} = \frac{(U'_{*cr})^2}{\Delta g D_{50}}$$

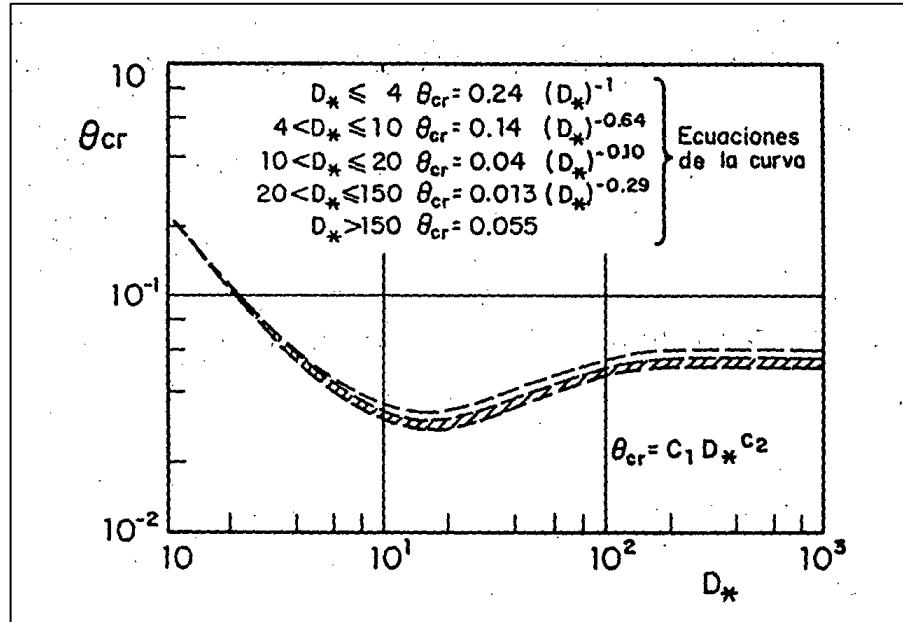


Figura 33: Diagrama modificado de Shields.

Para el rango $T < 25$ se definen las relaciones que existen entre la altura y longitud de duna y los parámetros antes descritos.

$$\frac{H}{h} = 0.11 \left(\frac{D_{50}}{h} \right)^{0.3} (1 - e^{-0.5T})(25 - T) \quad H: \text{Altura de duna.}$$

$$\frac{H}{\lambda} = 0.015 \left(\frac{D_{50}}{h} \right)^{0.3} (1 - e^{-0.5T})(25 - T) \quad \lambda: \text{Longitud de duna.}$$

El cálculo del coeficiente global de Chezy, por último, se calcula de la siguiente forma, por lo que se podría calcular la velocidad por la conocida fórmula de Chezy.

$$C = 18 \log \left(\frac{12R}{K_s} \right)$$

Métodos de Teoría del Régimen para cálculo de caudales.

Desde que Kennedy propusiera una ecuación para determinar velocidades a partir de calados, fruto de la observación de canales de riego estables no revestidos a finales del siglo pasado, se puede hablar de teoría del régimen. Esta teoría hace referencia al equilibrio dinámico entre la geometría del cauce y los caudales fluyentes tanto líquidos como sólidos. Si no hay erosión ni acreción se dice que el cauce está en régimen.

En lo largo de dos décadas Lacey amplía las ecuaciones del régimen para lechos arenosos y en ellas combina varias variables (unidades del SI):

$$B = 4.831Q^{1/2}$$

$$y_m = 0.128 \frac{Q^{1/3}}{D_m^{1/6}}$$

$$S = 0.204 \frac{D_m^{5/6}}{Q^{1/6}}$$

En el año 1953 Leopold y Maddock fueron un paso más allá y expusieron que la geometría hidráulica venía regida por variables que eran potencias todas ellas del caudal. Una buena compilación de los resultados de aplicar la teoría del régimen en caudales reales la hace Mangelsdorf (1990). Se entiende por un río en régimen, aquél que no modifica su geometría a largo plazo, pero está en un estado de equilibrio o estabilidad. En otras palabras, estar en régimen significa que los diversos parámetros que caracterizan un río se mantienen en equilibrada relación, sin erosionar ni depositar sedimentos ni variar las características del lecho. Como ya hemos señalado en el capítulo anterior el equilibrio que tiene un río, o al que tiende, es dinámico, por lo que sí varía constantemente sus parámetros, pero la teoría del régimen se expone como si el equilibrio fuese estático. Las ecuaciones que representan esta teoría son:

Anchura del cauce $B=aQm$

Calado del agua $y=bQn$

Velocidad media $v=cQp$

Desde entonces, varios autores han ido afinando las ecuaciones de forma experimental, dando un amplio conjunto de ecuaciones validas cada uno en su campo de experimentación. Uno de los autores modernos en trabajar con las ecuaciones de Teoría del Régimen ha sido Gary Parker (1992). En su grupo de ecuaciones, que se presentan a continuación, las relaciones entre cada una de las características físicas (ancho, potencia y pendiente) con el caudal son biunívocas si definimos de antemano la tipología de río en la que se usan.

$$\begin{aligned}
 S &= \begin{cases} 0.0976 \hat{Q}^{-0.341}, & \text{gravel - bed} \\ 6.42 \hat{Q}^{-0.397}, & \text{sand - bed} \end{cases} \\
 \hat{H} &= \begin{cases} 0.368 \hat{Q}^{0.405}, & \text{gravel - bed} \\ 3.01 \hat{Q}^{0.321}, & \text{sand - bed} \end{cases} \\
 \hat{B} &= \begin{cases} 4.87 \hat{Q}^{0.481}, & \text{gravel - bed} \\ 0.274 \hat{Q}^{0.565}, & \text{sand - bed} \end{cases}
 \end{aligned}$$

Figura 34: Ecuaciones de Parker para cauces estables

Transporte de sedimentos

Caudal Sólido

El primer paso en el análisis del transporte de sedimentos es establecer cual es el caudal sólido, que se puede expresar como volumen por unidad de tiempo que cruza una sección determinada. El caudal sólido total es la suma del transporte en suspensión y el transporte de fondo por arrastre y saltación, magnitudes físicas que se pueden calcular por separado o juntos.

El material transportado en suspensión tiene su origen en la cuenca, por lavado, y en el lecho de cauce, correspondiente a los diámetros mas finos La acción de la gravedad que induce a las partículas a sedimentar en el lecho es contrarrestada, en todo momento, por la acción difusa del campo de flujo turbulento. Es más simple expresarlo en función del peso que en volumen, ya que la concentración del material en suspensión en función del calado sigue una distribución bien estudiada. Por otra parte, la distribución de velocidades en función del calado también esta bien caracterizada (mediante la teoría de la capa límite), por lo que para calcular el total del caudal en suspensión solamente se deberá integrar en todo el calado la función resultante de multiplicar la concentración y las velocidades en función del calado.

$$Q_{ss} = \int_0^y c(y)v(y)dy$$

Por otra parte, el transporte de fondo está formado por partículas que ruedan, saltan o se deslizan en contacto con el lecho. Este material corresponde a los diámetros más gruesos de la granulometría disponible. Estas partículas, a diferencia de los transportados en suspensión,

viajan a velocidades inferiores a los del flujo, ya que es función de movimientos intermitentes. Estos movimientos intermitentes, al realizarse de forma aleatoria, se determinan como funciones de probabilidad. El material transportado puede ser tanto material de lavado de la cuenca como producido por el cauce. Para estimar in situ la cantidad asociado a cada diámetro de partícula de material sólido que se transporta, la metodología más común es el uso de muestreadores mecánicos.

Inicio del movimiento

Una partícula, sea cual sea su origen, comenzará su movimiento debido al flujo, si la fuerza que propicia el movimiento supera a las fuerzas que la oponen. En el lecho de un río, la fuerza de arrastre es la fuerza que tiene dirección y sentido del flujo del agua, ocasionado por la presión ejercida por el fluido en el área de la partícula expuesta. Por definición, esta fuerza debe ser función del área proyectada en la dirección del flujo, la densidad del flujo, la velocidad que lleva y una constante denominada coeficiente de arrastre.

En la misma partícula, estática es en el lecho, actúan también fuerzas en la misma dirección pero en sentido contrario, contrarrestando la fuerza de arrastre. Estas fuerzas son la de fricción con el lecho, que a su vez es función del peso y la configuración del lecho y el empuje pasivo de Rankine.

Una vez caracterizadas y cuantificadas las fuerzas, se puede realizar un estudio dinámico para determinar el tipo de movimiento que presentará la partícula, si lo hiciera. Se puede observar que este tipo de estudios puede ser muy acertado y válido para situaciones muy uniformes y determinados en cuanto a materiales de lecho y flujo, como puede ser un canal de laboratorio. En cambio, cuando se trata de un río natural, con sus variaciones en el flujo y las distintas granulometrías, este tipo de estudios deja de tener sentido.

En cauces naturales es muy empleado el criterio de Shield (1936), cuyos resultados se resumen en el conocido como ábaco de Shield. En la misma, se puede establecer si una partícula experimentará movimiento o se mantendrá en reposo en función de un parámetro adimensional de tensión cortante adimensional y un parámetro adimensional de número de Reynolds asociado a la partícula.

La tensión de fondo adimensional se puede expresar de la siguiente forma, en función de la tensión de fondo aproximando como $\tau = \gamma R_h I$.

$$\tau^* = \frac{\tau}{(\gamma_s - \gamma)D}$$

Por otra parte, el número de Reynolds adimensional asociado a la partícula se expresa de la siguiente forma, siendo ν la viscosidad cinemática del fluido.

$$Re^* = \frac{V_* D}{\nu}$$

La velocidad característica del fondo o velocidad de corte se puede definir a partir de la tensión de corte según la siguiente relación $V_* = \sqrt{\tau/\rho}$

En la Figura 35 se puede observar la línea que separa el movimiento del reposo. Por tanto, una vez caracterizada la geometría del lecho (I, Rh) y la granulometría (D), se puede estimar que diámetros de partícula estarán en movimiento y cuales en reposo. Por tanto, la variación del radio hidráulico puede servir para presentar distintas situaciones del flujo en el mismo canal.

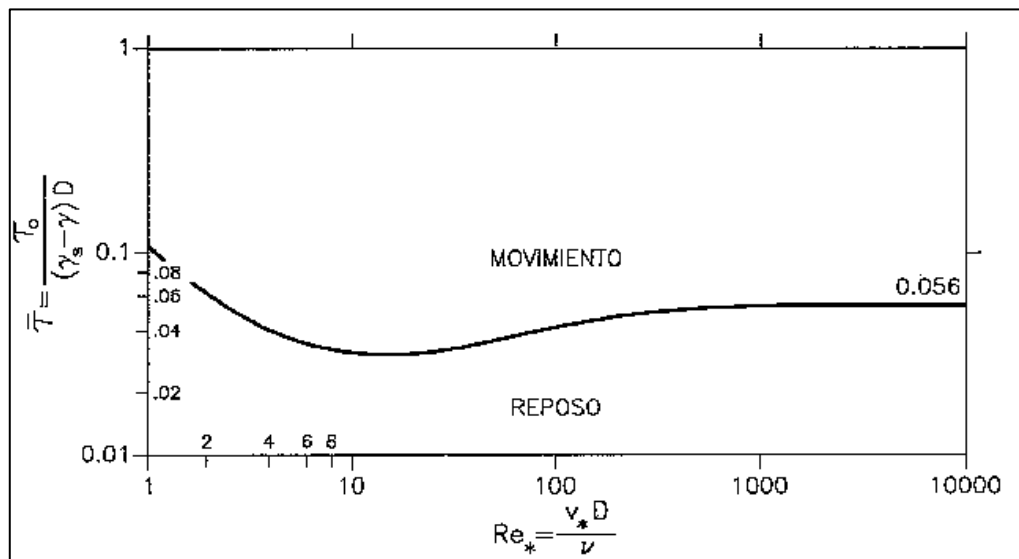


Figura 35: Ábaco de Shield para determinar movimiento.

En los años que siguieron, distintos autores han completado el ábaco de Shield para determinar zonas con distinto tipo de rugosidad de fondo y diámetro de partícula característica del lecho, como se puede observar en la

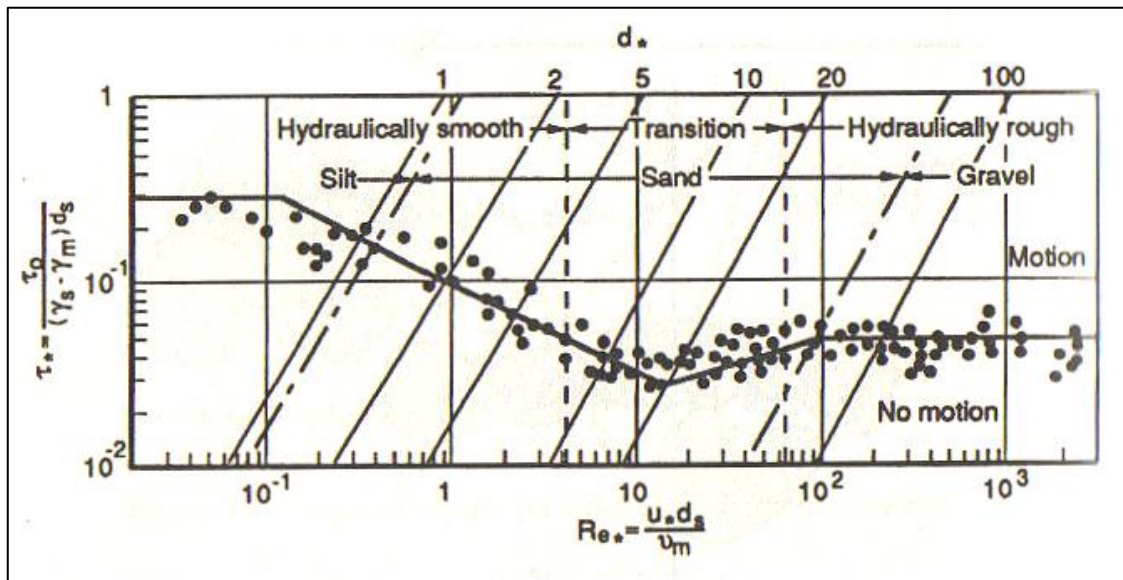


Figura 36: Ábaco de Shield mejorado.

Cabe mencionar que la tensión de corte adimensional calculada es la originada por el flujo en un lecho con fondo móvil con diámetro de partícula uniforme. Por tanto, y debido a que se ha observado una amortiguación del movimiento en presencia de mezclas en el lecho, Martin Vide propone una corrección de la tensión de fondo en presencia de mezclas. En la siguiente expresión τ_m es la tensión adimensional correspondiente al diámetro D_m .

$$\tau_i = \tau_m \left(\frac{D_i}{D_m} \right)^{0.1}$$

Calculo de capacidad de transporte.

El transporte de sedimentos por un río puede estar limitado por el suministro de material sólido, producido tanto por la cuenca como por el cauce, o por la capacidad del río a transportarlo. Las distintas ecuaciones empíricas de cálculo de caudales sólidos por arrastre de fondo, comenzando por Du Boys (1879), calculan el potencial del cauce para transportar un material caracterizado por un diámetro característico (D_m , D_{50} o D_{35}), por lo que es posible es sobrestimar el transporte.

Por otra parte, las distintas granulometrías presentes en los ríos naturales, pueden hacer que el transporte de una parte del material esté limitado por falta de suministro y la otra parte por falta de capacidad del Río.

Martin Vide ilustra esta posibilidad en la siguiente gráfica, donde las funciones Capacidad y Disponibilidad, en función del diámetro, son decreciente pero a ritmos diferentes.

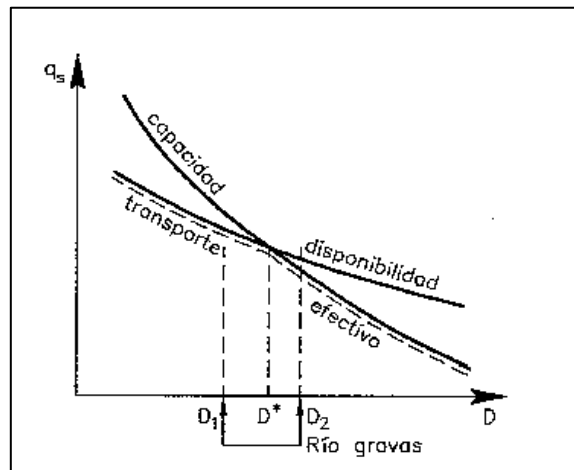


Figura 37: Capacidad y Disponibilidad en función del diámetro de material.

En el apartado Inicio del Movimiento, en el ábaco de Shield se ha observado el criterio de Shield para valorar si existirá movimiento o no para un cauce y un diámetro dado. La línea divisoria entre estas dos opciones, se denomina Tensión Crítica de Shield, y representa la mínima tensión de fondo necesario para arrancar la partícula del letargo. Por tanto, no es descabellado pensar que la tasa de transporte de fondo podría responder a una función del tipo $q_s = f(\tau - \tau_c)$. Distintas observaciones de cauces naturales y experimentos de laboratorio así lo demuestran, como se puede observar en el pequeño resumen de la

Autor	Formulación	Rango	Nota
Du Boys (1879)	$q_{sb} = \lambda \tau_0 (\tau_0 - \tau_{cr})$		λ Sedimento
Einstein Brown (1950)	$q_s^* = 2.15e^{-0.391/\tau^*}$ para $\tau^* < 0.18$ $q_s^* = 40\tau^{*3}$ para $0.18 < \tau^* < 0.52$ $q_s^* = 15\tau^{*3/2}$ para $0.52 < \tau^*$	$q_s = \frac{12.9}{\gamma_s \sqrt{\rho}} (\tau_0 - \tau_c)^{3/2}$ $q_s^* = \frac{q_s}{\omega_0 D_s}$ ω_0 : velocidad de caída $R = s_s - 1$ $\xi = (RgD_s^3)$ $\omega_0 = \frac{\sqrt{\xi}}{D_s} \left\{ \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36v^2}{\xi}} - \sqrt{\frac{36v^2}{\xi}} \right\}$	Basado en datos de laboratorio
Meyer Peter-Muller (1951)	$\frac{\dot{m}^{2/3} \sin \theta}{D_s} - 9.57 (\rho g (s_s - 1))^{10/9} =$ $0.462 (s_s - 1) \frac{(\rho g (\dot{m})^2)^{2/3}}{D_s}$ $\frac{q_s}{\sqrt{(s_s - 1) g D_s^3}} =$ $\left(\frac{4\tau_0}{\rho (s_s - 1) g D_s} - 0.188 \right)^{3/2}$		No valido en presencia de material mayor a 30 mm

Engelund-Hansen (1957)	$\theta = \frac{g_s}{\gamma_s \sqrt{\left(\left(\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma_s} \right) g d^3 \right)}}$	
W.H Graf (1968)	$q_s = q \cdot \frac{\sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} g D^3} \cdot 10.39 \cdot \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{D}{\gamma y} \right)^{-2.52}}{v_m y}$	Al dividirse q entre Vm, deja de ser función del caudal.
Gary Parker (1992)	$\tau_b = \rho g S (HB - H^2)$	Tiene en cuenta la curva granulométrica

Tabla 9: Modelos de estimación de capacidad de transporte de fondo.

Estabilidad de una sección.

Balanza de Lane

La balanza de Lane es una herramienta que presentó Lane en el año 1955 para discutir, de forma cualitativa, la estabilidad de un río en una escala longitudinal suficientemente grande como para no depender de las formas de fondo. Para ello, teniendo en cuenta que un equilibrio se consigue cuando se igualan las acciones sobre un objeto, propuso tener en cuenta 4 variables: caudal líquido, caudal sólido, tamaño de sedimento y la pendiente. De esta forma, propuso un modelo de equilibrio basado en con estas cuatro variables.

La Balanza de Lane viene ilustrado en la Figura 38, donde se observa que las acciones se separan en caudal líquido y pendiente por una parte, y caudal sólido y diámetro de partícula por otra parte. Partiendo de una situación de equilibrio y variando una de las variables, se podría estimar el dinamismo del cauce.

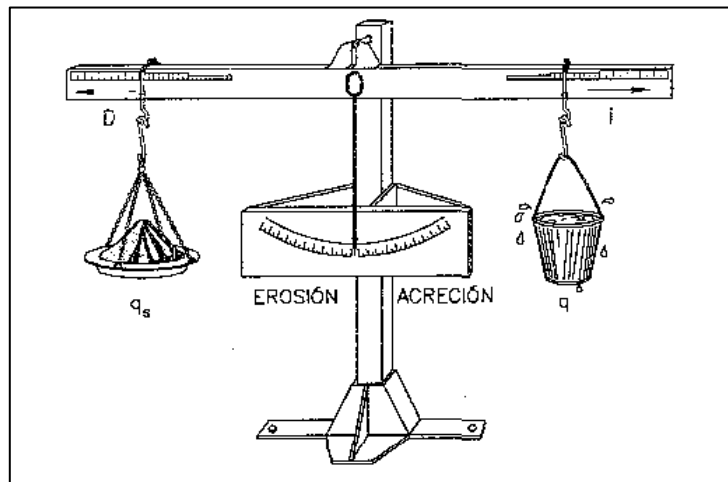


Figura 38: Analogía de la balanza de Lane.

Se puede entender que de estas cuatro variables, la pendiente sea aquella que logra el equilibrio, si entendemos que el caudal líquido en función de los eventos de lluvia, el diámetro de partícula depende de la disponibilidad del lecho y de la cuenca y, por último, el caudal sólido función de las dos últimas. Además, de forma natural se observa que la pendiente es la variable que se ajusta a los nuevos parámetros ante un cambio, dándose así escenarios de acreción o erosión. Por tanto, ante toda situación de desequilibrio se podría establecer la pendiente de equilibrio, si consideramos constantes todas las demás variables.

Estrechamiento de una sección.

A continuación se va a comparar de forma cualitativa que ocurre en un cauce estrechado en una cierta sección. Para ello suponemos el cauce en régimen lento y se tomarán las situaciones de lecho fijo lecho móvil.

En el primero de los casos, con el lecho fijo, un estrechamiento supone una disminución de la lámina libre ya que la flujo se acelera y puede pasar de régimen lento a régimen rápido. En cambio, ensanchando la sección pasa exactamente lo contrario, el flujo se ralentiza y sube la lámina libre.

En una sección con lecho móvil, en cambio, la superficie libre nunca se comportaría así porque las variaciones del lecho móvil del río transforman el perfil hidráulico. En el tramo estrecho es mayor el caudal unitario y por tanto el fondo se ve expuesto a la erosión. Mirando de forma cualitativa, en la balanza de Lane podemos observar que un estrechamiento implicará una disminución de la pendiente, lográndolo mediante socavación al inicio de la sección estrechada. Estas acciones tienen como objetivo mantener la lámina libre exactamente con la misma pendiente que la original. Esto supone una simplificación de los efectos que puedan tener un estrechamiento, ya que es probable que a nivel local ocurran cambios en la hidráulica en el inicio o final de la sección suponiendo un ligero aumento o disminución de la lámina libre, que irán desapareciendo en la búsqueda del nuevo equilibrio.

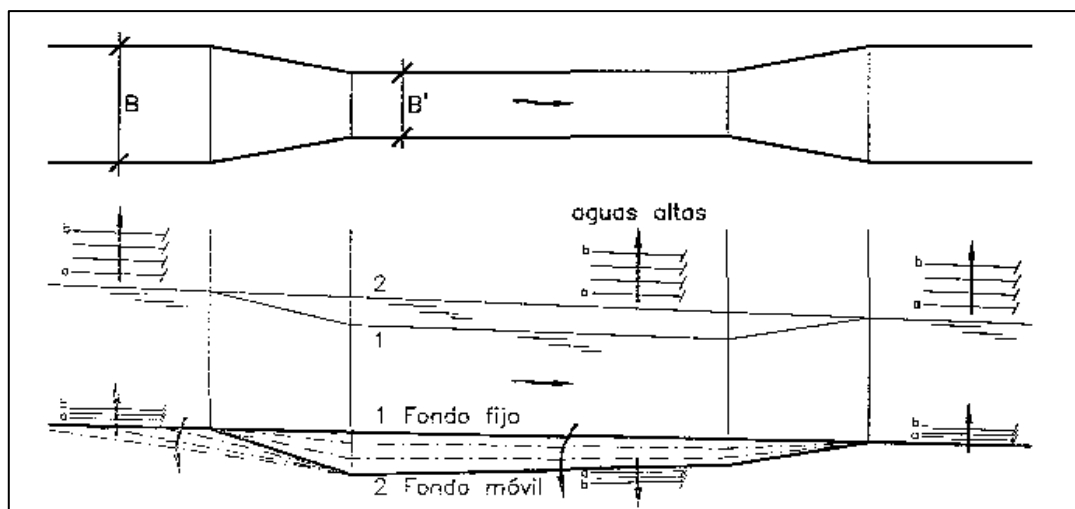


Figura 39: Comportamiento e un cauce estrechado.

CÁLCULOS REALIZADOS

Topografía del canal

Una de las actividades más importantes para llevar a cabo el presente estudio fue la medición de distintas secciones transversales del canal principal del río Blanco y una longitudinal con la intención de enlazarlas. Para ello, y teniendo en cuenta la morfología del río y la presencia de estructuras en la misma, se delimitó la longitud de estudio en unos 8 kilómetros aproximadamente. De estos 8 kilómetros, 2 quedan aguas debajo de la zona afectada por la erosión de orillas, quedando 6 aguas arriba.

La elección de las secciones a topografiar se hizo a partir de imágenes satelitales, con tal de obtener una perspectiva global más acertada. De esta forma, se eligieron 14 secciones en el tramo de estudio antes descrito. De estas 14 secciones, 6 quedan aguas abajo y 8 aguas arriba. Una de las razones para elegir estas secciones fue el de dejar una separación entre ellas del orden del ancho del cauce, variable en toda la sección longitudinal.

Como podemos observar en Figura 40, la distancia entre secciones depende de la anchura en el cauce, siendo mayor cuanto más aguas arriba se encuentre. Cabe destacar que el orden de la numeración de las secciones no sigue ningún orden especial, como podría ser ascendente hacia aguas abajo, por lo tanto, la numeración de las secciones se deberá entender como una etiqueta cuyo orden se especificará más adelante.



Figura 40: Imagen satelital de la zona de estudio del río Blanco con las secciones de estudio marcadas.

Secciones transversales

Una vez seleccionados los extremos norte y sur de cada sección se introdujeron sus coordenadas en un aparato GPS CST-Berger con tal de facilitar la localización de los extremos de la sección en el terreno y estimar la dirección apropiada para la medición de la sección. Las mediciones realizadas fueron de altimetría en una dirección fija (perpendicular al curso del río) y para ello se empleó el siguiente material:

- Nivel topográfico CST-Berger
- Trípode de nivel topográfico.
- Regla.
- Cinta métrica de 100 metros.
- Cuaderno para apuntar las notaciones.

Una vez en el terreno, nos dimos cuenta que muchas veces el punto exacto donde debía empezar la nivelación de la sección era inadecuado, bien por que no estaba en el extremo de la sección (la imagen de satélite tiene una antigüedad de 8 años) o bien porque la zona era impracticable, por lo que se tuvo que elegir un punto de inicio más adecuado respetando en la medida de lo posible la distribución y dirección de las secciones previamente prescritas. Por tanto, las coordenadas de los inicios y finales de las secciones medidas difieren un poco respecto a lo mostrado en Figura 40.

El procedimiento para la medición de diferencia de cotas entre dos puntos es la siguiente:

- Determinación de los dos puntos de las cuales se quiere saber la diferencia de cotas.
- Estacionamiento del nivel topográfico algún punto de la bisectriz de la recta que los une. Hay que tener en cuenta que la lectura del nivel se debe hacer a una distancia menor a 3 veces el aumento del aparato (en metros). En nuestro caso el aumento del aparato es de 32X, por lo que nunca podremos hacer una medida fiable a más 96 metros de distancia.
- Medida hacia atrás. Se coloca la regla de forma totalmente vertical ayudado por una plomada y desde el nivel topográfico se toman tres medidas: Superior (M_{sup}), central (M_{cen}) e inferior (M_{inf}).
- Medida hacia delante. Sin cambiar el estacionamiento del nivel, se coloca la regla en el segundo punto y se toman las mismas medidas que para el primer punto.
- Distancia entre los puntos (Dist1). Con el metro se mide la distancia entre los dos puntos manteniendo el metro en la posición mas horizontal posible. Este punto es importante para parejas de puntos cuya diferencia de cotas es relativamente alta respecto a la distancia (gran pendiente)

Una vez se tienen estas 7 medidas se ordenan de la forma que se ilustra en Tabla 10. A continuación se deben hacer los cálculos descritos en rojo para saber la cota y la posición del segundo punto a partir de las cota y posición conocidas del punto 1 (A y B) que a su vez, han podido determinarse por el mismo procedimiento a partir de otro punto conocido.

PUNTOS	DIST. ATRÁS (m)	DIST ACUM. (m)	LECTURA DE MIRAS				DESNIVEL (m)	COTA (m)
			ATRÁS		ADELANTE			
			Inf	MED	Inf	MED		
			Sup		Sup			
P1	-	A	(M _{inf}) ₁	(M _{cen}) ₁	-	-	B	
			(M _{sup}) ₁		-			
P1	Dist1	A + Dist1	-	-	(M _{inf}) ₂	(M _{cen}) ₂	(M _{cen}) ₁ - (M _{cen}) ₂	B + [(M _{cen}) ₁ - (M _{cen}) ₂]
			-		(M _{sup}) ₂			

Tabla 10: Procedimiento de cálculo de diferencia de cotas.

Por tanto, para saber la cota y la posición de cada punto se necesita saber, al menos, la cota y la posición de un punto dentro de la sección.

No obstante, para asegurarnos que el error producido en la medición es menos que la máxima permitida para cada aparato se deben hacer las siguientes comprobaciones, y en caso de que no se cumpla, repartirlos.

- Asegurar que la distancia entre el estacionamiento y el punto medido no sea mayor que 3 veces el aumento. La distancia entre el punto de estacionamiento y el punto medido (situación de la regla) se mide de la siguiente forma (en metros).

$$D = [(M_{sup})_i - (M_{inf})_i] \times 100$$

- Asegurar que la altura medida por el nivel topográfico no tiene errores mayores a las máximas permitidas. En este caso, se debe cumplir lo siguiente

$$abs\left(\frac{(M_{sup})_i + (M_{inf})_i}{2} - (M_{cen})_i\right) \leq 1 \text{ mm}$$

Se puede iniciar cada sección suponiendo conocida el punto inicio de la sección, aun cuando no se sepan la posición y la altura del punto. De esta forma, lo que se conseguirá es la posición relativa de todos los puntos de la sección respecto al primer punto de la misma.

Si repetimos este procedimiento a todas las secciones se la forma de todas las secciones pero no la posición relativa entre ellas. Para ello, se deberá realizar una sección longitudinal que entrelace todas las secciones al menos por un punto conocido de las mismas. De esta forma se obtendrá una “imagen” más clara del canal principal del río.

Una vez se comenzó con la nivelación de las secciones, y por problemas técnicos de campo, solo se pudieron realizar 10 de las 14 secciones programadas y la sección longitudinal, llamada sección de enlace de secciones. Estas secciones están ordenadas de la siguiente manera desde aguas arriba a aguas abajo.

$$S12 - S11 - S9 - S8 - S7 - S1 - S2 - S3 - S4 - S5$$

En el Anexo 1 se pueden consultar todos los datos recogidos y el procesamiento de las mismas. En todas las secciones, tanto transversales y la longitudinal, se tomo como cota conocida el punto mas bajo de la sección más aguas arriba (S12) para asegurarnos de no tener ninguna cota relativa negativa y simplificar los cálculos.

Una vez procesadas y calculadas las cotas y las distancias relativas de todos los puntos, se procedió a graficar las secciones en AUTOCAD 2010, con tal de tener una herramienta gráfica para la comprensión de las secciones. Estas gráficas se pueden consultar en el Anexo 1. Con tal de visualizar de forma óptima estas secciones, las graficas se aplicaron distinta escala en dirección horizontal y vertical. Todas las secciones tienen las siguientes escalas.

- $E_H = 1/100$
- $E_V = 1/1000$

En la se pueden apreciar las secciones que se midieron, tanto las transversales como la longitudinal. Cada punto rojo es un punto cuya posición y altura relativa ha sido calculada. Para poder geo referenciarlo poder plasmarlo sobre la imagen satelital se tomaron las medidas con el aparato GPS y se plasmaron sobre los mapas del software GOOGLE EARTH.



Figura 41: Situación sobre el mapa de todos los puntos cuya posición y altura fue medida.

Los parámetros morfológicos más significativos a efectos de cálculo de caudal líquido a sección llena, ya sea por métodos de resistencia al flujo o teorías del régimen, vienen resumidos en. Cabe destacar que los parámetros se han calculado para cada sección topografiada, ya que no todas las secciones funcionan de la misma forma, aunque se debería apreciar cierta homogeneidad a efectos del caudal a cauce lleno. De esta forma, al tener 10 secciones topografiadas, se podrá contrastar los resultados de cada una de ellas, y si se llega a tal extremo, descartar aquel que no presente un comportamiento homogéneo. De esta forma, se intenta conseguir el resultado más ajustado posible a la realidad.

SECCION	AREA	ANCHO	ALTURA	ALTURA2	PERIMETRO	RADIO	PENDIENTE
			MEDIA	MAXIMA	MOJADO	HIDRÁULICO	
	[m2]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[1]
S12	330,9	486,2	0,68	2,00	832,78	0,397	0,0070
S11	358,4	492,3	0,73	3,00	544,65	0,658	0,0057
S9	358,4	506,0	0,71	1,80	530,92	0,675	0,0039
S8	552,0	482,0	1,15	1,62	814,00	0,678	0,0039
S7	311,8	391,7	0,80	3,17	323,21	0,965	0,0048
S1	496,1	282,0	1,76	3,10	382,50	1,297	0,0049
S2	619,2	330,0	1,88	3,17	319,14	1,940	0,0042
S3	393,1	289,5	1,36	2,23	354,67	1,108	0,0044
S4	282,3	350,9	0,81	1,90	379,56	0,744	0,0039
S5	467,6	458,5	1,02	2,53	532,33	0,878	0,0030

Tabla 11: Resultados obtenidos de la topografía de las secciones.

Para obtener estos resultados, se tuvo que graficar cada una de las secciones. Para ello, se dispuso de los datos de posición y cota relativa respecto al punto inicial en la misma dirección (transversal al flujo). Se ha usado el software de dibujo vectorial AUTOCAD 2010, con la cual

se pueden calcular áreas y perímetros de polilíneas cerradas. Para poder calcular el área y el perímetro, primeramente se debe determinar la altura medía, la altura máxima del flujo y el ancho del flujo a cauce lleno. Para ello, se comparó los resultados obtenidos con la topografía con los anchos efectivos (inundados) de las secciones en fotografías satelitales usando el programa GOOGLE EARTH.

Las imágenes satelitales disponibles son del 2003, por lo que la morfología del río no tiene porqué ser la misma que la actual, teniendo en cuenta la movilidad de los brazos en un río trezado. Por otra parte, se supone estable el ancho efectivo de la lámina del flujo, entendiendo este como la suma de todos sus brazos. Esta suposición puede suponer alguna merma en el resultado final, pero suponemos que es la forma más óptima de estimar la altura de la lámina de agua con los datos disponibles.

Sección longitudinal

Una vez tomados los datos referentes a las secciones transversales se continuó con la sección longitudinal que con la que se entrelazarían las secciones transversales, pudiendo calcular la pendiente entre dos secciones de forma muy exacta. Para ello, se eligió un punto de cada sección transversal, no necesariamente el más bajo de todos, aunque fuera muy interesante para determinar el talweg del canal.

Como se ha mencionado más arriba, la sección longitudinal tiene una longitud de aproximadamente 8 kilómetros, muy superior al más largo de las secciones transversales (la sección 12 con aproximadamente 1 kilómetro de largo). Por otra parte, en esta sección se necesita un perfil detallado de la forma de la misma, sino entrelazar desde puntos conocidos las secciones transversales. Por ello, se intentó separar al máximo los puntos intermedios entre secciones, llegando a casi los 192 metros de separación entre dos puntos medidos.

Una diferencia significativa entre la medición de las secciones transversales y el perfil longitudinal es que en la última no se seguía una línea recta. Por tanto, a los 7 datos antes recogidos había que añadirle una octava relativa al ángulo. Así, midiendo el ángulo relativo a dos puntos en el mismo estacionamiento y restando entre ellos se puede calcular el ángulo exacto entre las líneas que unen los dos puntos con el estacionamiento. De esta forma y sirviéndonos del teorema del coseno se puede calcular la distancia entre los dos puntos y la dirección seguida de forma relativamente exacta. Para no cometer el error de desviarnos el ángulo en dirección opuesta al real, durante el procesamiento de los datos se tuvo que consultar, caso por caso, los datos de GPS recogidos durante el trabajo de campo.

El recorrido seguido en la medición del perfil longitudinal se puede apreciar en la Figura 41.

Por otra parte, todos los datos medidos y calculados se pueden consultar en el Anexo 1.

El perfil obtenido se puede apreciar en la. Cada punto representa un punto cuya cota, relativa respecto al primero, se conoce. Se ha escogido la cota del punto de inicio perteneciente a la sección S12 igual a 100 con tal de no tener cotas negativas.

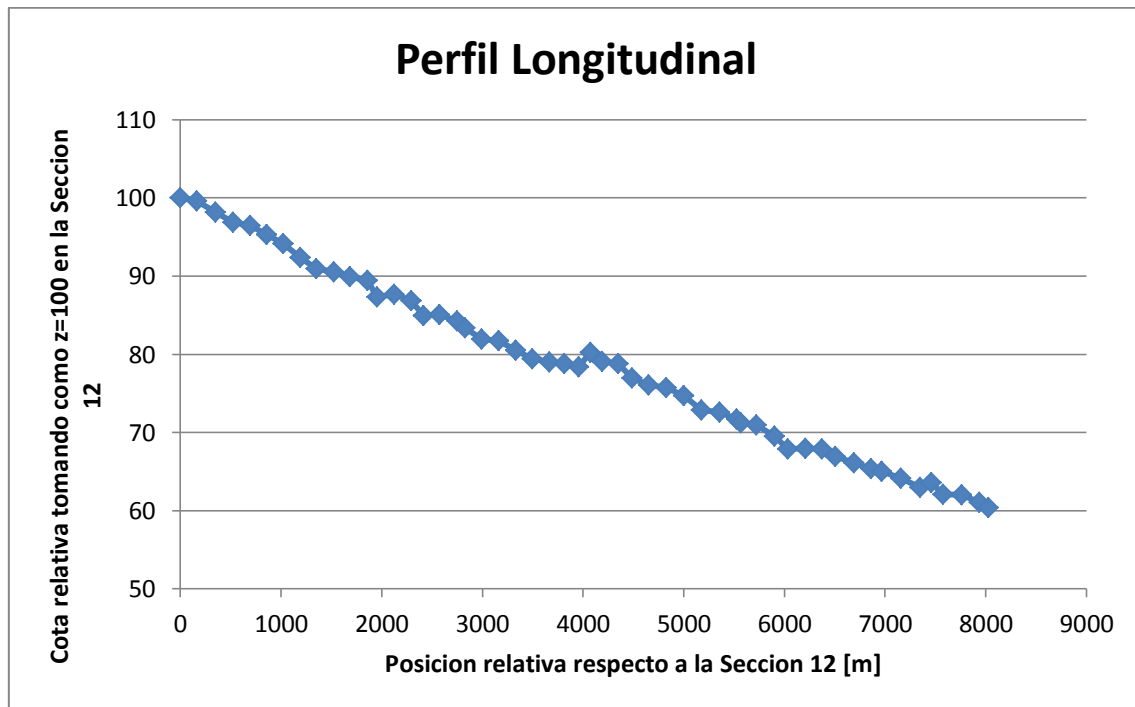


Figura 42: Gráfica del perfil longitudinal.

A partir de los resultados obtenidos procesando los datos topográficos de la enlace de secciones se pudo determinar la pendiente para cada sección. La pendiente en cada sección se ha estimado con la media entre el tramo aguas arriba y el de aguas abajo, por la imposibilidad de calcular la pendiente en un punto determinado. Por el problema que presenta este proceso en la primera y última sección solo se usó el único dato disponible. De cara a los cálculos realizados en los siguientes apartados, los valores de la pendiente usados se recogen en.

Sección	Pendiente
[1]	
S12	0,007
S11	0,0057
S9	0,0039
S8	0,0039
S7	0,0048
S1	0,0049
S2	0,0042
S3	0,0044
S4	0,0039
S5	0,003

Tabla 12: Pendiente de las secciones.

Granulometría del lecho

Durante el trabajo de campo se identificaron distintos depósitos dependiendo de la altura relativa a la que se encontraba el lecho. De esta forma, se podían identificar depósitos de grava gruesa y clastos mayores en las zonas más bajas y depósitos arenosos con muy poca presencia de clastos mayores en las zonas altas y las barras centrales del cauce. Entre estas dos tipologías la gama de depósitos varía gradualmente. Ante la necesidad de elegir una tipología de depósito se escogió una intermedia, al entenderse que en una misma sección transversal la probabilidad de ocurrencia de esta tipología era mayor que las otras.

Para la extracción de la muestra se escogió un cuadrado de 80 centímetros de lado. Primero se retiraron todos los clastos de tamaño mayor, hasta dejar el área libre de material grueso. Una vez guardada la fracción gruesa se extrajo material fino de un cuadrado de área 30 centímetros y una profundidad de 10 centímetros, alcanzando casi 20 kilogramos de peso. Se entiende que debería extraerse todo el material fino del cuadrado de 80 centímetros de lado, pero dicha muestra alcanzaría un peso superior a los 200 kilogramos y no se disponían medios para su transporte.

La primera hipótesis que aceptamos es que la granulometría de los finos en todo el cuadrado de 80 centímetros es homogénea y se representa mediante la muestra extraída.

El resultado de la extracción es 331 clastos y un saco con 20 kilogramos de finos.

Fracción gruesa

Para el estudio de la fracción gruesa se sigue la metodología descrita en el capítulo llamado Granulometría (página 43). Las distribuciones relativas y acumuladas se resumen en la Tabla 13 y Tabla 14

Frecuencias Relativas		
ψ	PESO	fr
[1]	(g)	[1]
de 6,5 a 6,9	17616,93	0,26
de 6 a 6,4	24450,76	0,36
de 5,5 a 5,9	18096,58	0,27
de 5 a 5,4	6023,11	0,09
de 4,5 a 4,9	1551,74	0,02
de 4 a 4,4	217,16	0,00
de 3,5 a 3,9	18,84	0,00
de 3 a 3,4	1,62	0,00
TOTAL	67976,75	1,00

Tabla 13: Distribución de Frecuencias Relativas de la fracción gruesa.

Frecuencias Absolutas		
ψ	PESO	Fr
[1]	(g)	[1]
3	0,00	0,000
3,5	1,62	0,000
4	20,46	0,000
4,5	237,62	0,003
5	1789,37	0,026
5,5	7812,48	0,115
6	25909,06	0,381
6,5	50359,82	0,741
7	67976,75	1,000

Tabla 14: Distribución de Frecuencias Acumuladas de la fracción gruesa.

Fracción fina

La muestra representativa de la fracción fina de la matriz que se recogió tenía un peso total de 20 kilogramos aproximadamente. El saco con la muestra fue transportado al laboratorio de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de Salta, donde se practicó el análisis granulométrico que se puede consultar en el Anexo 3.

En el laboratorio se practicaron dos ensayos granulométricos, la primera con un peso de 1250 gramos y la otra con 1450 gramos, con tal de minimizar el error de medición.

Como podemos observar en los resultados, la diferencia entre las dos distribuciones es mínima, por lo que se usaran los datos correspondiente al ensayo con 1450 gramos de peso. Cabe comentar que la alteración en la distribución, tanto de frecuencias relativas como de frecuencias absolutas, de granulometría de la matriz es mínima si se tuviera en cuenta el resultado del ensayo de 1250 gramos de peso.

Matriz

Una vez se obtuvieron las distribuciones de la fracción fina y la fracción gruesa se continuó con la determinación de la granulometría de la matriz a partir de las dos fracciones.

Para ello se supuso que el clasto más grande representa el 1% de la muestra total en masa, determinando así la masa de la muestra en 243,51 kilogramos, de los cuales 67,98 kilogramos pertenecen a la fracción gruesa y 175,54 kilogramos pertenecen a la fracción fina.

Actualizando las masas de cada grupo de cada fracción con la masa total de la muestra, se obtiene la distribución de frecuencias relativas de la matriz.

Para el cálculo de los estadísticos y percentiles que se van a necesitar en los cálculos hidráulicos se emplea la hoja de cálculo RTe-bookGSDCalculator de Gary Parker (Morphodynamics e-book, Chapter 2), cuyos resultados se resumen en las siguientes tablas y gráfica.

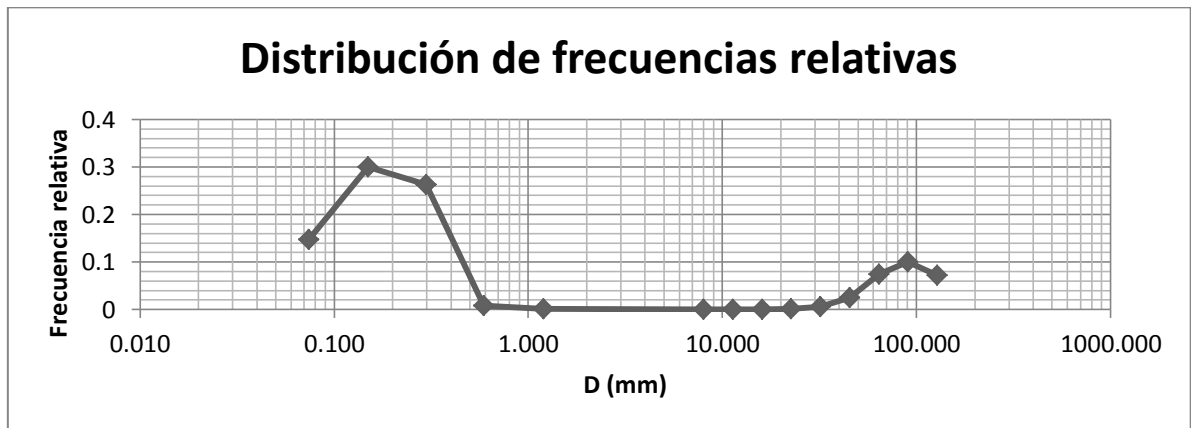


Gráfico 1: Distribución de frecuencias relativas de la matriz.

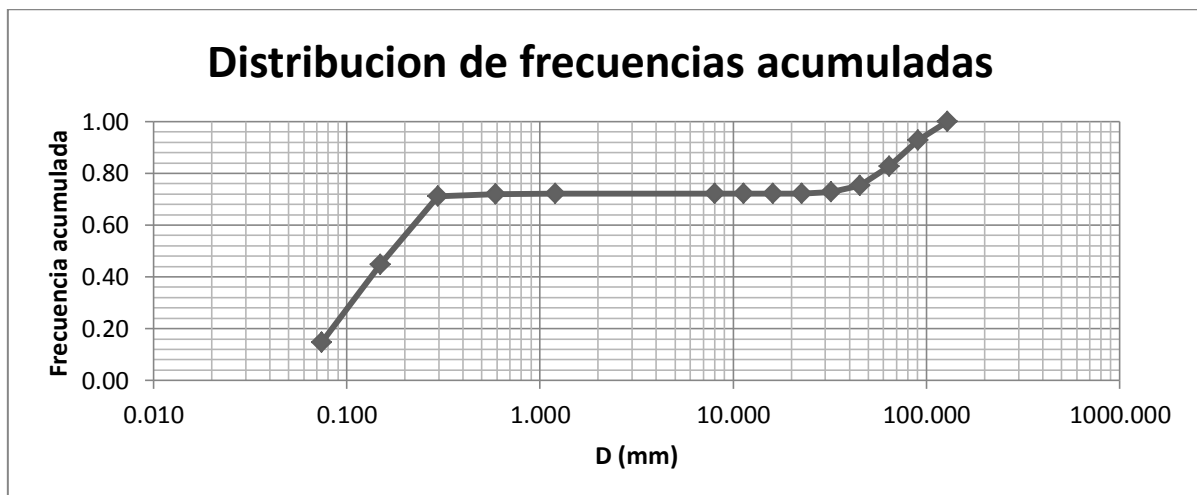


Gráfico 2: Distribución de frecuencias acumuladas de la matriz.

En la Tabla 15 se resumen los estadísticos descriptivos de la distribución granulométrica, mientras que en la Tabla 16 se recogen los valores de los estadísticos se más tarde se emplearan como dato de entrada en los distintos cálculos hidráulicos que se realizaran.

ESTADISTICOS	VALOR
Media	-0,07
Mediana	-2,55
Desviación estándar	4,07
Asimetría	0,74
Curtosis	0,50

Tabla 15: Descripción de la distribución granulométrica.

PARAMETROS ESTADISTICOS	ESCALA Φ	DIAMETRO NOMINAL (mm)
$\phi 5$	-4,08	0,06
$\phi 16$	-3,72	0,08
$\phi 25$	-3,41	0,09
$\phi 50$	-2,55	0,17
$\phi 75$	5,44	43,43
$\phi 84$	6,06	66,88
$\phi 95$	6,65	100,74

Tabla 16: Estadísticos de la distribución.

Según los resultados arrojados el análisis probabilístico de la muestra extraída, estamos frente a una granulometría bimodal, esto es, su función de distribución presenta dos máximos, uno en el rango de las arenas (0,29 mm) y otro en el rango de las gravas (90,51 mm). Por otra parte, la configuración de la matriz presenta una ausencia casi total de elementos entre 1,2 – 15 milímetros de diámetro nominal.

Estimación de caudales de diseño

Para seguir con el estudio, después de la toma de datos geométricos, se deben estimar los caudales asociados a eventos con distintos periodos de retorno para después realizar un diagnóstico fiable del canal de desagüe.

Como se ha reseñado en el estado del arte, los datos más fiables para la estimación de caudales en función del periodo de retorno son los asociados a la misma cuenca y al mismo canal de desagüe.

En cuanto a la cuenca, una vez caracterizado, bien por uso de SIG o bien por la existencia de mapas detallados, se necesitan series de datos de lluvias, con pluviómetros correctamente repartidos en toda la cuenca de forma que la discretización de los datos sea el más cercano a la realidad. Una vez se conozca la distribución de los datos estadísticos se puede diseñar una tormenta asociada a cierto periodo de retorno y estimar el caudal de salida de la cuenca. Dicha estimación será más fiable cuanto mayor sea la información sobre la cuenca (vegetación, usos de suelo...) y cuanto más robusto sea el método utilizado. Cabe destacar que para la cuenca de estudio no se ha encontrado ningún dato, ni actual ni histórico, con las que poder realizar el estudio hidrológico.

En cuanto al canal de desagüe, sabiendo la velocidad media y la altura de la lámina de agua en una sección de control, como por ejemplo un registro, se podría asociar caudales a distintos periodos de retorno. Cabe destacar también que no se encontraron este tipo de datos, aun cuando en la cuenca hubo existido un registro de caudales aguas arriba de la cuenca llamada Vado Hondo. Dicho aforo solo funcionó durante 10 años, registrando los caudales máximos diarios.

Por tanto, al no tener datos de velocidad ni datos pluviométricos, se intentará estimar los caudales representativos del canal de desagüe por medio del estudio de la regionalización de la cuenca por cuencas aledañas, por distintos métodos de resistencia al flujo y por teorías del régimen. De esta forma, se intentará ajustar al máximo la estimación de caudales.

Por regionalización de la cuenca

Se denomina regionalización a la estimación de caudales a la salida de la cuenca por medio de un análisis probabilístico de las cuencas aledañas. Para este estudio se han utilizado un total de ocho subcuencas del sistema Alto-Bermejo, todas ellas cercanas a la cuenca de estudio y con características parecidas en primera aproximación, para los cuales existían series de datos en cuanto a caudales diarios. Cabe destacar que alguna de estas series no son lo suficientemente

largas como para realizar un estudio del todo fiable, ya que de 8 estaciones solamente 5 de ellas superan los 25 considerados el mínimo para un estudio fiable.

En la Tabla 17 se puede observar los nombre de los aforos cuyos datos se han utilizado, las coordenadas UTM, el área de drenaje asociado a cada una de ellas y la duración de los aforos en funcionamiento de cuyos datos se disponen.

NOMBRE AFORO	LATITUD	LONGITUD	ÁREA (km ²)	DURACIÓN SERIE
Aguas Blancas	S22°43'34''	W64°21'36''	4850	59 años
Alarache	S22°16'00''	W64°35'00''	2260	28 años
Pozo Sarmiento	S23°13'00''	W64°12'00''	25000	46 años
Balapuca	S22°21'00''	W64°26'00''	4420	32 años
San José	S22°54'00''	W64°43'00''	2120	23 años
Cuatro Cedros	S22°48'00''	W64°29'00''	1700	23 años
Caimancito	S23°44'00''	W64°28'00''	25800	27 años
San Telmo	S22°34'16''	W64°14'24''	10460	16 años

Tabla 17: Descripción de las cuencas usadas en la regionalización de la cuenca Blanco.⁴



Figura 43: Ubicaciones sobre imagen satelital de las estaciones de registro.

⁴ (www.corebe.org.ar)

El estudio se comenzó con la totalidad de las 8 estaciones identificadas en los alrededores, sin tener en cuenta la variación en el área de las mismas. El más extenso, cuyos caudales se registran en Caimancito, tiene un área de 25.800 km², consideradamente superior a los 1.914 km² de la cuenca Blanco. Por tanto, sin tener más información al respecto y con tal de obtener más resultados con que comparar los caudales calculados por otros métodos, se repitió la metodología sin las estaciones con mayor área de drenaje (Caimancito, Pozo Sarmiento y San Telmo).

Una vez llegado a este punto, se observó que los datos relativos a la estación de registro de Cuatro Cedros no se ajustaban con los datos de las otras cuatro estaciones de registro. El caudal, para todas los periodos de retorno calculadas, resultaba demasiado grande para su área de drenaje. Por tanto, se repitió el procedimiento omitiendo esta estación de registro, dando como resultado una tercera estimación de caudales en la cuenca de estudio con las cuatro estaciones de registro restantes.

Una vez aplicado la metodología descrita en el apartado dedicado en el Estado del Arte y cuyo seguimiento se puede realizar en el AneXo 1, los resultados arrojados para los caudales dependiendo del periodo de retorno son los que se observan en la Tabla 18. Como se puede observar, los caudales se estiman en un intervalo de confianza, función del periodo de retorno, entre un caudal máximo y un caudal mínimo.

Por otra parte, con tal de presentar los resultados de forma gráfica, se presentan las siguientes tablas y gráficas.

	8 estaciones		5 estaciones		4 estaciones	
T	Qmax	Qmin	Qmax	Qmin	Qmax	Qmin
[años]	[m ³ /s]	[m ³ /s]	[m ³ /s]	[m ³ /s]	[m ³ /s]	[m ³ /s]
1.7	696.72	577.10	388.97	312.90	111.13	86.68
3	714.05	693.46	473.29	374.96	127.36	95.90
5	990.47	790.70	553.60	426.43	143.31	102.69
7	1087.00	852.62	607.97	458.69	154.39	106.62
10	1321.75	785.46	726.17	432.44	163.86	112.94
20	1484.77	948.48	815.57	521.64	179.31	128.38
30	1580.18	1043.36	867.81	574.07	188.33	137.59
40	1647.77	1111.69	904.94	611.03	194.95	144.02
50	1700.32	1162.10	933.60	639.87	199.94	148.91
60	1743.25	1206.95	956.22	663.27	206.97	153.04
80	1810.83	1274.70	994.35	700.42	210.40	159.47
100	1863.29	1327.04	1023.00	729.64	215.29	164.36
150	1958.77	1422.50	1075.27	781.50	224.30	173.38
200	2026.35	1490.05	1112.40	818.46	230.74	179.81

Tabla 18: Resultados del estudio de la regionalización de la cuenca Blanco.

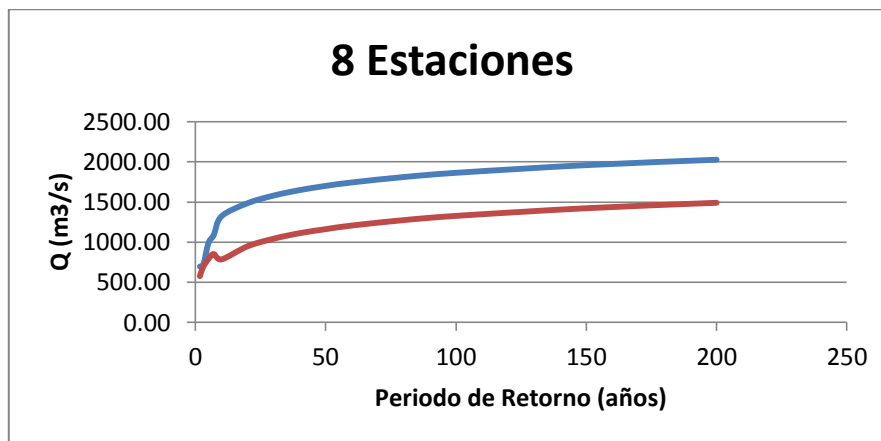


Gráfico 3: Resultados de regionalización de la cuenca Blanco con 8 estaciones de registro.

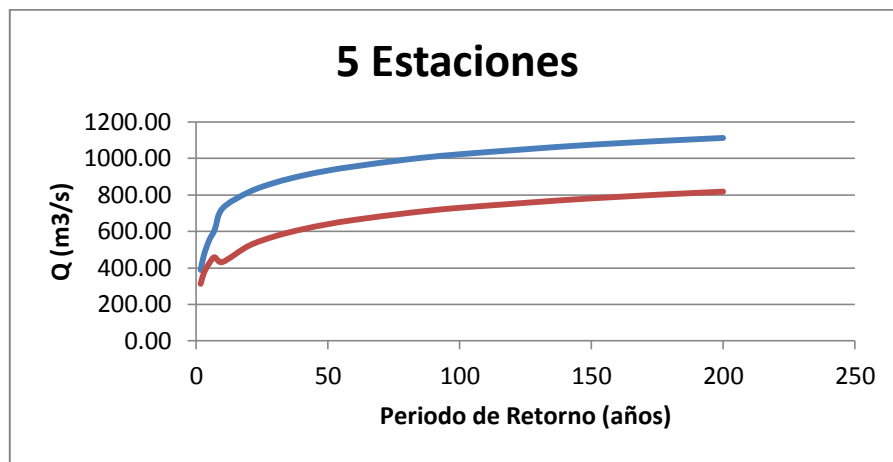


Gráfico 4: Resultados de regionalización de la cuenca Blanco con 5 estaciones de registro.

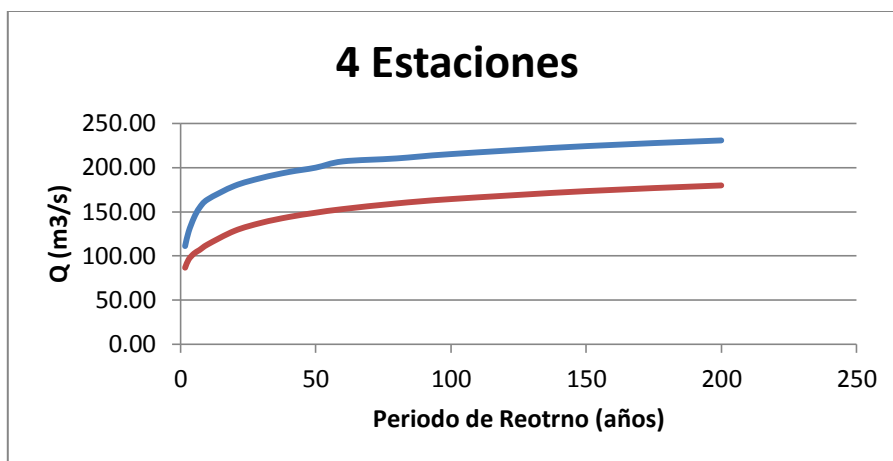


Gráfico 5: Resultados de regionalización de la cuenca Blanco con 4 estaciones de registro.

Por métodos de resistencia al flujo

Cabe destacar que ninguno de los métodos, distintos al de Manning, descritos en el Estado del Arte ha arrojado datos relevantes sobre la rugosidad del canal y por tanto no ha sido posible, por estos métodos, obtener soluciones fiables sobre el caudal a sección llena.

Este fallido de los métodos estudiados se ha debido por causas distintas, que se resumen a continuación:

Cruikshank-Maza: La granulometría bimodal hace que haya gran diferencia entre D50 y D84, datos de entrada para el cálculo. Por tanto, los parámetros que se calculan hacen que no se pueda establecer una relación válida en la Figura 25.

Einstein-Barbarossa: Una vez más, notamos la incompatibilidad de los datos granulométricos y la pendiente media del canal. Este modelo es válido para aquellos valores ψ' entre 0.5 y 50, mientras que en las secciones de cálculo este parámetro recibe valores con un orden de magnitud menor. Por tanto, al salirse de la gráfica no se puede estimar un valor a $\frac{U}{U_*}$. Por otra parte, iterando con distintos valores de la relación, observamos que para valores por encima de 100, el modelo sufre pequeñas alteraciones. Probando con valores de 100 a 1000 se observa que el régimen del flujo es, en todas ocasiones, rápido, con números de Froude cercanos al 2, por lo que descartamos estos resultados por ser probablemente erróneos.

Engeldun y Hansen: El modelo de Engeldun y Hansen, como se ha descrito en el Estado del Arte, se basa en la relación entre θ y θ' . En esta ocasión, los valores de θ , que dependen del radio hidráulico, la granulometría y la pendiente, no dan valores aceptables para ninguno de las secciones calculadas. Por tanto, no se puede usar este método para establecer el régimen del flujo y mucho menos el caudal a cauce lleno.

Van Rijn: El problema radica en que este modelo sirve para $T < 25$. En nuestro caso, todas secciones dan valores mayores que 25, por lo que iterando según el modelo, dan valores de altura de duna negativos, por lo que no se pueden tener en cuenta los resultados conseguidos.

Dado que no ha funcionado ninguno de los métodos estudiados junto con la necesidad de conocer la resistencia al flujo del canal y el caudal a cauce lleno, se ha optado por usar el método de Manning. Para ello se ha usado el software HEC-RAS 4.1.0. Los datos de entrada son la topografía del cauce y las variables n de Manning del canal (el mismo para todo el canal, a falta de mayor detalle) y el caudal.

Después de realizar y obtener datos relativos a cada uno de los modelos, el resultado aceptable será aquel que minimice el error cuadrático medio entre los anchos calculados y los anchos medidos con la topografía y de acuerdo con las imágenes aéreas recogidas con GOOGLE MAPS.

Por tanto, la rugosidad del canal y el caudal a cauce lleno será aquel que otorgue resultados de ancho de lamina libre más parecido a los anchos resumidos en la Tabla 19.

Sección	S12	S11	S9	S8	S7	S1	S2	S3	S4	S5
Ancho (m)	486.22	492.25	505.98	482	391.69	307	330	289.5	350.86	458.48

Tabla 19: Valores de los anchos (m) reales a cauce lleno.

Las variaciones del coeficiente de Manning y el caudal para los que se ha iterado son los siguientes.

n	0.018	0.022	0.023	0.024	0.025	0.026	0.027	0.028	0.029	0.04	0.05
---	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	------	------

Tabla 20: Valores de n de Manning con los que se ha iterado

Q	Q
250	500
275	525
300	550
325	575
350	600
375	625
400	650
425	675
450	700
475	725

Tabla 21: Valores de caudal con los que se ha iterado.

Introduciendo todos los caudales para cada geometría (diferenciado por el valor de n de Manning) se han obtenido 20x11 situaciones. La variable de verificación como se ha dicho, ha sido el ancho, por lo que se ha calculado el Error Cuadrático Medio (ECM) de todas las secciones según la siguiente formula.

$$ECM = \sqrt{\frac{1}{N} \left(\sum B_i - B_{ci} \right)^2}$$

Siendo B_i el valor real del ancho para la sección i y B_{ci} el valor calculado por el programa. De esta forma se tienen los resultados resumidos en las tablas del Anexo 4

Por otra parte, para comparar la verosimilitud de las simulaciones, a parte de verificar el ancho de la lámina libre en las secciones, se comparan aquellas situaciones con un ECM menor con el número de Froude. Según la bibliografía y la experiencia, se entiende que la mayoría de los ríos con las características y clasificación como la del presente estudio, el régimen del flujo es aquel que tiene un numero de Froude ligeramente menor a 1, entre 0.7 y 0.9. Por tanto, se realiza otra tabla con los ECM con la diferencia entre el número de Froude para cada sección y un valor representativo, escogido en 0.75. De esta forma se valora cuales son las situaciones que minimizan la desviación de los números de Froude del valor escogido.

Por último, con tal de minimizar el número de secciones con un número de Froude mayor a la unidad (régimen rápido), se ha elaborado la tercera tabla, consultable en el Anexo 4, con el número de secciones en régimen rápido para cada situación N-Q.

Determinación del caudal líquido

Como se ha podido observar en los anteriores apartados, la determinación del caudal líquido por métodos de resistencia al flujo específicos no ha dado resultados satisfactorios, por lo que se decidió emplear el software HEC-RAS para determinar la optima combinación entre caudal líquido y coeficiente de Manning del canal que minimice el error cuadrático medio en la lectura de anchos de canal (conocidos por la topografía) y el número de Froude (suponiendo régimen lento y $Fr = 0.75$).

Todos los resultados, obtenidos de la modelación y simulación de distintos escenarios, se pueden consultar en el Anexo 4. Estos resultados minimizan los dos ECM calculados para el escenario con un Caudal **de 425 m³/s y un Coeficiente de Manning global para el canal de 0.024.**

Por tanto, se admitirán como válidas estas cifras para el caudal a cauce lleno y coeficiente de rugosidad de Manning del canal.

Para terminar, si comparamos estos resultados con los obtenidos con el método de la regionalización, podemos observar que este resultado estaría dentro de la estimación hecha a partir del estudio probabilístico a partir datos de 5 estaciones, con unas áreas de drenaje similar al estudiado.

Clasificación del río

De acuerdo con la clasificación de los ríos expuesta en el capítulo del Estado del Arte dedicado a ello, se ha llevado a cabo la clasificación del río Blanco según el criterio para los cuales se tenían datos necesarios.

Los criterios que se han tenido en cuenta son los siguientes: Leopold y Wolman (1957), Lane (1957), Henderson (1961), Antropovsky (1961), Parker (1973, Begin et. Al. (1981), Ackers (1982) y Ferguson (1984). Los datos necesarios son los siguientes:

VARIABLES	VALOR	MAGNITUD	DEFINICIÓN
Q_b	425	[m ³ /s]	Caudal dominante
Q_{2f}	425	[m ³ /s]	Caudal de avenida para T=2 años
Q_m	425	[m ³ /s]	Caudal principal anual (máximo de valores normales)
S	0.0057	[1]	Pendiente
Fr	0.6	[1]	Numero Froude
Y	2	[m]	Calado/tirante
B	400	[m]	Ancho
D₅₀	0.000171	[m]	Diámetro de partícula que de F50

Tabla 22: Variables necesarios para evaluar la clasificación del río.

El estudio detallado de cada criterio se puede consultar en el Anexo 5, donde se especifica qué variables se necesitan para la clasificación de cada criterio y cual es la función que separa distintas morfología de acuerdo con ellas.

Cabe destacar que todas las clasificaciones arriba citadas estiman una **morfología trenzada** del río, sin margen a dudas, tal como se suponía desde un principio.

Transporte de sedimentos

Como ya se ha definido en el apartado dedicado a ello en el capítulo Estado del Arte, lo que sigue es un estudio sobre la capacidad de transporte del cauce, no el transporte real que realiza el mismo. Para conocer el transporte real se debería de disponer de un registro habilitado a tal efecto.

Lo primero es conocer si, dadas las condiciones de flujo a cauce lleno y teniendo en cuenta la granulometría del lecho, las partículas sólidas se pondrán en movimiento o se mantendrán en reposo. Usando en criterio de Shields, se obtienen los resultados que se pueden consultar en el Anexo 6, dedicado a los resultados del transporte de sedimentos.

Se observa que, atendiéndose a los resultados obtenidos para mezclas granulométricas, todos los diámetros hallados en el lecho se pondrán en movimiento. Esto indica que para eventos con periodo de retorno entre 1,7-7 años, el correspondiente al caudal formativo, todos los diámetros experimentarán movimiento en todas las secciones calculadas.

Una vez se sabe que todas las partículas presentes en el lecho cumplen las condiciones para ser transportadas, cabe cuantificar la capacidad de la corriente. Para ello se han usado 4 modelos de transporte de fondo: Gary Parker (1992), Einstein Brown (1950), Engenldun Hansen (1951) y W. H. Graff (1968).

Cabe destacar que el modelo de Gary Parker es el único que tiene en cuenta la curva granulométrica, y no un diámetro como referente de la curva.

En el Anexo 6 se pueden consultar los resultados obtenidos para cada sección con cada uno de los modelos.

Los resultados obtenidos son muy heterogéneos, no se advierte una tendencia general entre todos métodos, aunque se puede observar que para todos métodos la mayor capacidad de transporte de fondo es para las secciones 1 y 2. Esto se debe principalmente al mayor tirante del flujo, resultado de un estrechamiento y unificación de las ramas.

Debido a la diversidad de resultados, cada uno correspondiente al método de calculo usado, se tomará como válido el realizado según el método de Einstein-Brown por tratarse de un método de observación y regresión. En su caracterización de la capacidad de transporte, se consideran tres ecuaciones (tres líneas en el gráfico) donde están todos los ríos observados. De esta forma, y en función de las variables hidráulicas correspondientes con cada sección, el transporte de fondo de cuantifica en la Tabla 23 y Figura 44.

SECCION	Rh [m]	I [1]	qs (m2/s)	B [m]	Qst [m3/s]	% resp QI
S12	0.40	0.007	4.7E-06	486.22	2.3E-03	2.8E-04
S11	0.66	0.006	1.1E-05	492.25	5.6E-03	7.0E-04
S9	0.68	0.004	4.0E-06	505.98	2.0E-03	2.5E-04
S8	0.68	0.004	4.0E-06	482.00	1.9E-03	2.4E-04
S7	0.97	0.005	2.2E-05	391.69	8.5E-03	1.1E-03
S1	1.30	0.005	5.6E-05	282.00	1.6E-02	2.0E-03
S2	1.94	0.004	1.2E-04	330.00	3.9E-02	4.8E-03
S3	1.11	0.004	2.5E-05	289.50	7.3E-03	9.1E-04
S4	0.74	0.004	5.3E-06	350.86	1.9E-03	2.3E-04
S5	0.88	0.003	4.0E-06	458.48	1.8E-03	2.3E-04

Tabla 23: Caudal sólido unitario y total transportable en cada sección.

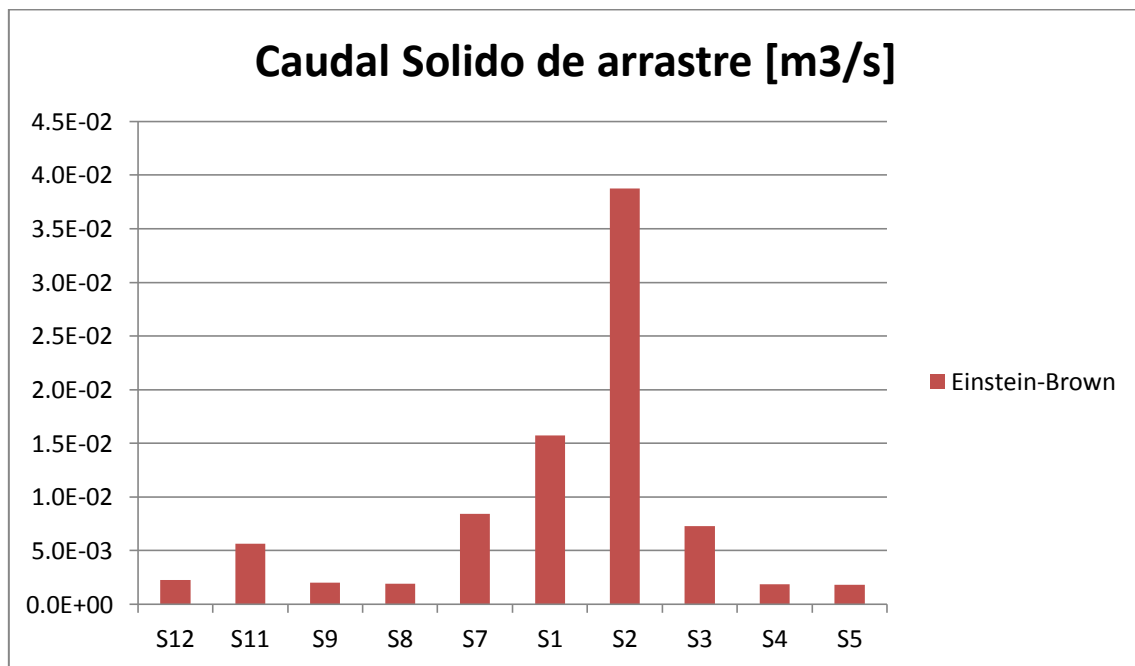


Figura 44: Capacidad de arrastre de cada sección

Como se puede observar, la capacidad de transporte y erosión es significativamente mayor en las secciones S1 y S2, correspondientes a la zona estrechada por la construcción de la plataforma.

Estabilidad del canal

Balanza de Lane

A continuación se intentaran entender los eventos de erosión de orillas en cuanto a la aplicación cualitativa de la Balanza de Lane a partir de una situación de equilibrio previo a dichos eventos. Primero cabe aclarar que las ventanas temporales en las que se dan cambios morfológicos significativos en los cauces naturales responden a periodos de centenares o miles de años, ya que los cambios suelen producirse de forma gradual. Por otra parte, ante cambios bruscos de variables que gobiernan la dinámica fluvial y el transporte de sedimentos de un cauce natural, hay que buscar posibles acciones antrópicas que la hayan propiciado.

Por este aspecto, y teniendo en cuenta el estudio de posibles causas realizada en el apartado dedicado a ello, tomamos como situación de equilibrio anterior a los eventos de erosión aquel en el que el ancho del cauce a la altura de las orillas erosionada era la supuesta. Supongamos, por tanto, que en equilibrio, el ancho del cauce era B , mientras que con la creación de la plataforma por parte de la empresa minera el ancho se redujo a B' , siendo esta menor que la anterior. En adelante, supondremos que las demás variables se han mantenido inalteradas por la misma razón que suponemos que la causante del equilibrio son acciones antrópicas.

El brazo derecho de la balanza $q \cdot i$ representa la potencia de la corriente por unidad de peso, de longitud y de ancho, por tanto, una disminución de ancho supone una mayor potencia. Una mayor potencia de cauce puede suponer una mayor velocidad o un mayor calado, pero suponiendo que siendo fondo móvil, por estrechamiento de sección no se favorece el paso de régimen lento a régimen rápido, suponemos que el calado aumenta. Un aumento de calado, en una sección donde $B \gg y$, supone un aumento del radio hidráulico, y por tanto de la fuerza tangencial en el fondo, favoreciendo la erosión del lecho.

Si a lo anterior le añadimos que el estrangulamiento se produce en una longitud relativamente corta (del orden del ancho del cauce), podemos suponer que la búsqueda del nuevo equilibrio a partir del ajuste de la pendiente sea físicamente complicada, por tanto, al ser la orilla sur erosiva y la norte estabilizada, se entiende que el nuevo equilibrio se busque erosionando dicha parte y estableciendo nuevamente el ancho de equilibrio anterior.

Estabilidad por Teoría del Régimen

Lo que viene a continuación trata de analizar la estabilidad del cauce en la zona de erosión, esto es, en la sección S1 y S2, mediante la Teoría del Régimen. Las ecuaciones usadas serán las de Parker, descritas en el Estado del arte.

Se escogen solamente las secciones S1 y S2 por ser esta la zona erosionada y la que presenta una inestabilidad justificada.

En la Tabla 24 se resumen los valores de caudales en m³/s para las dos secciones según la teoría del régimen de Gary Parker. Observamos que no concuerdan con el caudal calculado según el modelo en RAS, y que tampoco se corresponden entre sí. Debido a ello podemos asegurar que el río se encuentra, en estas secciones, inestable. Por otra parte no podemos cuantificar el grado de inestabilidad de que sufre.

	Ancho	Tirante	Pendiente
	[m]	[m]	[1]
Sección 1	1389.10	713.51	0.09
Sección 2	1578.58	763.41	0.13

Tabla 24: Caudales según la teoría del régimen de Parker.

Estrechamiento de la sección

Por lo visto en el apartado del mismo nombre en el capítulo Estado del Arte, una sección estrechada en un cauce de fondo móvil propicia la erosión de la zona estrechada con tal de conseguir una disminución de la pendiente para restablecer el nuevo equilibrio. Observamos que este suceso esta en concordancia con el análisis cuantitativo de la Balanza de Lane y se observa, cualitativamente, en un aumento de la capacidad de arrastre en la secciones S1 y S2. Por tanto, podemos dar como válido la hipótesis del estrechamiento como causa probable del aumento de la capacidad de arrastre del flujo en la zona estudiada.

Un estrechamiento de sección con fondo móvil, propicia la socavación en la zona alta de la sección estrechada, aumentando el tirante. Debido a esta erosión de fondo acelerada, estos materiales se depositan en la zona baja de la sección estrechada o en la zona inmediatamente aguas debajo de la misma, cuando el cauce recupera su ancho original, disminuyendo el tirante y por tanto también la capacidad de transporte. Este depósito de materiales supone una disminución de la sección efectiva de evacuación, por lo que desbordamientos y creación de nuevas ramas en la orilla de inundación puede ser una solución a la falta de sección. Como se pueden observar en las siguientes imágenes, con una separación temporal de unos 10 años, esto es precisamente lo que ha podido pasar. En una de las imágenes se observa una rama abierta en la llanura de inundación sur.



Figura 45: Creación de nueva rama por falta de capacidad de evacuación.

CONCLUSIONES

A partir de la topografía, las imágenes satelitales y los cálculos realizados, se puede concluir que, en el tramo de estudio, se trata de un río trezado, con una intensidad de trezado variable. Las comprobaciones realizadas se pueden consultar en el Anexo 5 “Clasificación”, donde se resumen las variables y las formulaciones empleadas para la estimación dependiendo de cada autor. En total se ha estudiado la clasificación del río Blanco mediante la formulación de 7 autores, siendo la conclusión del total de ellos que se trata de un río trezado.

A partir de la sección transversal (consultar Perfil Longitudinal en Anjeo2 “Topografía”) se estima que la pendiente media del río, en la zona de estudio, es de 0.0057. No obstante, esta pendiente no es constante, ya que presenta zona con mayor y menor pendiente. La variación de la pendiente por el recorrido seguido se puede apreciar en la Figura 42. Por otra parte, el recorrido seguido en la realización de la topografía del perfil longitudinal no es talweg, por lo que el perfil de cotas que sigue el cauce puede variar ligeramente. No obstante, a cauce lleno se puede darse como válido esta aproximación, por lo que se ha empleado este valor como pendiente media del canal.

Según el estudio realizado a la granulometría del lecho, este presenta indicios de tratarse de una granulometría bimodal, con una moda en las arenas con un diámetro de 0.149 mm y la otra en 90.51 mm. El diámetro característico D50 resulta ser 0.717 milímetros. Debido a esta bimodalidad tan marcada, la elección de cualquier parámetro característico del tipo D_x resulta demasiado simplificadora, ya que las estructuras bimodales no tienen el mismo comportamiento que las monomodales.

Debido a lo anterior, se cree que la granulometría realizada a una sola muestra no es representativa de todo el canal. Visualmente se puede observar que la granulometría del canal es muy heterogénea, con zonas arenosas, zonas donde predominan bolos y zonas intermedias. La muestra escogida para el presente estudio corresponde a una zona intermedia, pero no se puede asegurar que se trate de una muestra representativa. Por tanto, para un estudio más pormenorizado de la hidrología del canal, transporte de sedimentos y estabilidad del cauce, se aconseja realizar un estudio granulométrico más exhaustivo para repetir el procedimiento seguido en el presente estudio con datos más fiables.

La estimación de caudales por los métodos de resistencia al flujo no son válidos para el escenario que se presenta. Los métodos expuestos de resistencia al flujo arrojan datos incoherentes, debido a la incompatibilidad de datos de entrada en las formulaciones. Los detalles sobre el resultado de cada teoría se detalla en el apartado correspondiente.

Ante la imposibilidad de estimar el caudal a cauce lleno mediante las formulaciones que se han presentado, se pretendió estudiar diversos escenarios, a partir de la topografía del canal, donde las variables fueran el caudal a cauce lleno y el coeficiente de rugosidad de Manning. Se escogieron los siguientes rango para las variables: Q_B : 250 – 750 m³/s (variación cada 25 m³/s) y n : 0.018, 0.022, 0.023, 0.024, 0.025, 0.026, 0.027, 0.028, 0.029, 0.03, 0.04, 0.05. Las 20 x 12 simulaciones sea realizaron con la herramienta HEC RAS 4.1.0, siendo los datos de salida el ancho de la lamina libre y el número de Froude. Al conocer el ancho de lámina libre del canal por la topografía del canal y las imágenes satelitales, se procedio a realizar el cálculo del Error Cuadrático Medio de cada escenario en cuanto a los anchos del cauce. En el Anexo 4 “Hec Ras” se pueden consultar todos estos valores, junto con una gráfica a color donde se identifican los distintos escenarios con un código de colores en función del ECM. Se observa una franja verde, siendo estos los escenarios Q_B/n más ajustados. Al tratarse de una franja, y con ánimo de acotar mejor la elección del escenario Q_B/n óptimo, se realizó el mismo procedimiento con el número de Froude, comparando con una valor estimado (no comprobado) de 0.75. De esta forma, interpolando los dos criterios, se considera que el escenario que da un mejor ajuste de valores en cuanto a anchos conocidos es el par **$Q_B = 425 \text{ m}^3/\text{s}$ y $n = 0.024$**

Una vez caracterizado la hidráulica del río a cauce lleno, se pudo continuar con el análisis del transporte de sedimentos. Dado que el programa HEC RAS arroja cálculos sobre velocidades medias en cada sección junto con el tirante máximo y medio, se puede calcular la fuerza de arrastre o tensión de fondo del lecho para cada sección. Función de esta fuerza de arrastre es el diámetro de partícula que se encuentra en el inicio de movimiento. De hecho, se calcula qué diámetro se encuentra en el límite del movimiento. De esta forma, los diámetros menores se transportaran cuando se llene el cauce y los diámetros mayores se quedaran en reposo. Los cálculos, como se pueden consultar en el Anexo 6 “Transporte de Sedimentos”, arrojan los resultados esperados: El Flujo con el cauce lleno es capaz de generar la tensión de fondo para que todos los diámetros presentes en la granulometría inicien el movimiento.

En cuanto a la cuantificación del transporte de sedimentos nos encontramos, una vez más, condicionados por los resultados obtenidos en la granulometría. Los cálculos realizados por distintas formulaciones (Gary Parker, Einstein-Brown, Meyer-Peter y Muller, W. H. Graf) ofrecen resultados cuantitativos de diferentes órdenes de magnitud. Por otra parte, este tipo de resultados suele ser común, y la labor del investigador reside en escoger el modelo que mejor se ajuste al río estudiado. Aun así, los resultados cualitativos obtenidos son satisfactorios, ya que las tendencias de los cuatro resultados es similar. En aquellas secciones que presentan un índice de trenzado mayor (con mayores anchos y menores tirantes) el volumen de sedimentos transportados disminuye. Por otra parte, en aquellas zonas donde los brazos se unen y aumenta el tirante, la tensión de fondo aumenta, aumentando el volumen de sedimentos transportable.

Debido a lo anterior, se puede observar que la zona con mayor capacidad de transporte es la zona inmediatamente aguas abajo del puente sobre la Ruta 50. Como cabía esperar, la zona afectada por las erosiones aceleradas desde los eventos del 2006, es la que presenta una mayor capacidad de transporte de sedimentos debidos a los grandes tirantes a cauce lleno respecto al resto del canal.

El siguiente paso fue estudiar la estabilidad de la zona erosionada para realizar un diagnóstico certero a posibles futuros eventos. Según la Teoría del Régimen, el ancho (B), el tirante (H) y la pendiente (S) son funciones biunívocas del caudal a cauce lleno (Q_B) en un canal estabilizado. Por tanto, en un canal estabilizado, se puede estimar el caudal si se conocen el ancho, el tirante y la pendiente media del tramo a estudiar. Realizando el estudio de Teoría del Régimen en sentido contrario, nos encontramos que los valores de Q_B para las 3 estimaciones difieren en muchos órdenes de magnitud. La conclusión más clara que se saca de éste fenómeno es que el canal no se encuentra en equilibrio.

No obstante, esta estimación cualitativa de inestabilidad no arroja datos sobre el grado de inestabilidad en la que se encuentra el canal, ni las causas probables que hayan podido ocasionarlo.

Debido a que el proceso erosivo se encuentra acotado en una ventana temporal relativamente pequeña, deja de manifiesto que las causas probables que lo han originados sean actuaciones antrópicas. Por tanto, y debido que en los últimos 30 años aproximadamente se viene construyendo la plataforma en parte del antiguo cauce del río Blanco por parte de la ripiera Monterrubio, se prosiguió a estudiar los posibles cambios en la hidráulica y estabilidad de la zona afectada propiciada por el estrechamiento de una sección con una orilla erosionable y la otra orilla no erosionable. Como se puede consultar en el apartado dedicado a la Balaza de Lane y al estudio de posibles causas en un estrechamiento, los acontecimientos ocurridos entran dentro del abanico de posibilidades debido a la creación de la plataforma por parte de la ripiera Monterrubio.

Como se ha podido observar en el estudio de la estabilidad según la Teoría del Régimen, el canal sigue con cierto grado de inestabilidad. Por lo tanto, eventos de erosión de fondo, orillas o acreción de fondo en distintas secciones de la zona estudiada son posibles. Por tanto, se recomienda actuar en la orilla sur del río Blanco, inmediatamente aguas abajo del puente sobre la Ruta 50 con tal de estabilizar la orilla y evitar el avance de la orilla sobre la llanura de inundación.

Así mismo, se recomienda a las Autoridades Competentes realicen un estudio pormenorizado de los posibles efectos negativos propiciados por la creación de la plataforma por parte de la ripiera

Monterrubio, como probable ocasionador de los eventos ocurridos desde los eventos del 2006 hasta el presente. Se anima así mismo, a las Autoridades Competentes, a tomar las medidas pertinentes para garantizar la estabilidad de la orilla del río a su paso por la comunidad Iguopeigenda, entiendo estos terrenos vitales para su supervivencia y desarrollo socioeconómico.

BIBLIOGRAFÍA

- **Martin Vide, J.P. (2009)**
Ingeniería de Ríos.
- **Paoli, H.; Elena, H.; Mosciario, J.; Ledesma, F., Noé, Y. (2009)**
Caracterización de las cuencas hídricas de las provincias de Salta y Jujuy
- **Bateman Pinzón, Allen (2008)**
Erosión de pilas de puente
- **Berezowski Verduzco, M.; Jimenes Castañeda, A.A. (2000)**
Cálculo de perfiles en ríos de fondo arenoso con métodos de resistencia al flujo de hidráulica fluvial.
- **Pastor Justo, J.J. (2006)**
Estudio teórico de la estabilidad de cauces en ríos semitrenzados
- **Abel Basile, P. (2000)**
Transporte sólido en ríos con lechos heterogéneos
- **Rafaeli, S. (2003)**
Programa de manejo integrado de la cuenca del río Iruya
- **Comisión Regional del río Bermejo**
Aforo Vado Hondo
Recuperado en enero de 2012 de www.corebe.org.ar
- **Parker, G.**
Morphodynamics
Recuperado en enero de 2012 de http://hydrolab.illinois.edu/people/parkerg//morphodynamics_e-book.htm?q=people/parkerg/morphodynamics_e-book.htm
- **Rocha Felices, A. (2009)**
La morfología fluvial y su incidencia en la estabilidad de las obras civiles.

ANEXOS

Anexo 1: Regionalización

Anexo 2: Topografía

Anexo 3: Granulometría

Anexo 4: Resultados HEC-Ras

Anexo 5: Clasificación

Anexo 6: Transporte de sedimentos